SÉRIE A, N° 3120
N° D'ORDRE : 3992

THÈSES

PRÉSENTÉES

À LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

FRANÇOIS PERMINGEAT

1re THÈSE : "LE GISEMENT DE MOLYBDÈNE, TUNGSTÈNE ET CUIVRE D'AZEGOUR (MAROC)".

2me THÈSE : PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 11 février 1958 devant la Commission d'Examens.

MM. BARRABÉ *Président*
WYART, TERMIER *Examinateurs*
ORCEL *Invité*

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548803_0084

SÉRIE A, N° 3120
N° D'ORDRE : 3992

THÈSES

PRÉSENTÉES

À LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

FRANÇOIS PERMINGEAT

1re THÈSE : "LE GISEMENT DE MOLYBDÈNE, TUNGSTÈNE ET CUIVRE D'AZEGOUR (MAROC)".

2me THÈSE : PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 11 février 1958 devant la Commission d'Examens.

MM. BARRABÉ *Président*
WYART, TERMIER } *Examinateurs*
ORCEL *Invité*

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

A LA MÉMOIRE DE

Pierre BOURG
(1904-1959)

mort à sa table de travail
de la mine de Driot
à Vorey (Haute-Loire)
le 3 mai 1959

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos 15

Introduction : Aperçu général sur la région d'Azegour 19

Situation géographique 19
Historique des recherches géologiques 19
Age des formations paléozoïques, de leurs plissements et du granite 21
Le métamorphisme 22
Nature des formations cambriennes 23
Les terrains de couverture 24
Les minéralisations 25
Limites et plan du présent travail 25

Première partie

LES ROCHES ÉRUPTIVES « HERCYNIENNES »

Chapitre 1 — Le granite 29

Aspect macroscopique 29
Affleurements 29
Contacts avec les terrains paléozoïques 30
Forme du massif en profondeur 31
Caractéristiques orientées 31
Enclaves 32
Composition minéralogique 33
Cas particulier de granite au contact de calcaires : syénitisation 34
Composition chimique 35

Chapitre 2 — Le cortège filonien du granite 37

1 — Les pegmatites 37
Pegmatites banales 37
Pegmatites à biotite et allanite 38
2 — Les aplites 39
Relations entre les aplites et les pegmatites 40

3 — Les porphyres 41

A — Porphyres quartziques 41
Mode de gisement 41
Structures 43
Interprétation des structures 44
Composition minéralogique 44
Composition chimique 45
Nomenclature 45

B — Porphyres « sans quartz » 47
Mode de gisement 47
Structures 48
Composition minéralogique 49
Composition chimique 51
Nomenclature 54

4 — Lamprophyres (minettes) 54

Hypothèses sur les relations entre le granite d'Azegour et les filons de porphyres 57
Quelques questions sur l'origine du granite d'Azegour 60

DEUXIÈME PARTIE

LES ROCHES PALÉOZOÏQUES ET LEUR MÉTAMORPHISME

Chapitre 3 — DESCRIPTION GÉNÉRALE DES AFFLEUREMENTS 65

Les « bandes calcaires » 65
Répartition des roches 66
L'auréole de métamorphisme du granite 67
Relations entre les roches volcaniques et les calcaires 69
Structure du Paléozoïque de la région d'Azegour 70

Chapitre 4 — LES ROCHES DE LA SÉRIE SCHISTEUSE 71

1 — Les schistes en dehors de l'auréole de métamorphisme 71
Schistes jaunes 71
Schistes gris 72

2 — Les schistes tachetés 72
Schistes jaunes tachetés 72
Schistes gris tachetés 73
Types accessoires 73

3 — Schistes noduleux micacés 73
Schistes à cordiérite et biotite 74
Schistes à andalousite et biotite 75
Schistes à andalousite, cordiérite et biotite 77

4 — Cornéennes 78
Cornéennes à muscovite 78
Cornéennes feldspathisées 80

5 — Grès schisteux 81
Grès schisteux non métamorphiques 81
Grès schisteux métamorphiques 82

Chapitre 5 — Les roches du complexe volcanique 83

A — Les laves : dacites et andésites 83
Type dacitique 84
Type andésitique 85

B — Les roches pyroclastiques 88
Roches pyroclastiques dacitiques 89
Roches pyroclastiques andésitiques 92
Passage des roches pyroclastiques aux calcaires 93
Cas particuliers : roches à plagioclases et roches à actinote 94

C — Les roches vertes 95

Chapitre 6 — Les calcaires métamorphiques 99

A — Roches carbonatées recristallisées 101
Calcaires recristallisés (marbres) 101
Dolomies recristallisées 101
Calcaires à éléments volcaniques 102
Calcschistes 103
Marbres à silicates de métamorphisme 103
Remarque au sujet des dolomies 103

B — Les roches à silicates calciques 104

a — Les grenatites 104

1 — Grenatites à grossulaire 104

2 — Grenatites à grossulaire et duparcite 105
Variété grenue 105
Composition chimique 106
Variété compacte 108
Variété avec nodules à gros cristaux 108

3 — Idocrasites ferrifères 109

4 — Grenatites à andradite 110
Variété grenue à grain moyen 110
Grenatites à andradite et hédenbergite 111
Variété compacte 111
Passage du type grenu au type compact 112
Composition chimique 112
Variétés accessoires (à gros cristaux, à andradite jaune) 112

b — Les pyroxénites 113

1 — Pyroxénites à diopside 114

2 — Pyroxénites à hédenbergite 116
Variété à grain fin ou moyen 116
Variété à grands cristaux 116
Composition chimique 116

c — Les grenatites et pyroxénites altérées 117
Pyroxénites à hédenbergite ouralitisée (amphibolites) 117
Grenatites à chlorite 118
Roches à chlorite, talc et dolomie 119

d — Types accessoires de roches à silicates calciques 120
Wollastonitites 120
Epidosites 121
Calcaires métamorphiques à allanite et épidote 122
Roches à wernérites 123

Chapitre 7 — Répartition des calcaires métamorphiques dans la mine d'Azegour 125

Structure de la « bande calcaire » 125
Répartition des pyroxénites à hédenbergite 128
Les concentrations dolomitiques 128
Origine des amphibolites cuprifères 129
Répartition des pyroxénites à diopside 130
Répartition des grenatites à andradite 130
Répartition des grenatites à grossulaire et duparcite 131
Répartition des grenatites à grossulaire 131
Conclusion 132

Chapitre 8 — Conclusions et hypothèses sur le métamorphisme dans la région d'Azegour 134

La question du métamorphisme général 134
Le métamorphisme de contact du granite 136
Métamorphisme de contact sans apport 136
Sédimentation et volcanisme paléozoïques 137
Métamorphisme avec apport dans les schistes 138
Métamorphisme avec apport dans les calcaires 139
Nature de l'apport dans les calcaires 139
Les migrations d'éléments dans les roches à silicates calciques de la mine d'Azegour 140
Influence de la température et de la pression 142
Rôle des éléments volatils 144
L'altération des roches à silicates calciques 145
Mécanisme de la formation des roches à silicates calciques 146

Troisième partie

LA MINÉRALISATION

Chapitre 9 — Répartition des minéralisations dans la région d'Azegour 151

Répartition du molybdène 153
Répartition du tungstène 154
Répartition du cuivre 155
Répartition du zinc et du plomb 157
Répartition du fer 159
Chapeau de fer de Toulkine 160
Répartition de l'uranium 161
Répartition du nickel et du cobalt 162
Répartition de l'argent 162
Répartition du bismuth 162
Répartition de l'arsenic 163
Répartition de l'antimoine 163
Conclusions 163

Chapitre 10 - Répartition des minéralisations dans la mine d'Azegour 165

Les éléments de la minéralisation 165

Roches et cassures minéralisées 166
Remarques générales sur les roches minéralisées 166
Les cassures minéralisées 167

Répartition des divers éléments de la minéralisation 169
Répartition du molybdène 169
Répartition du cuivre 171
Répartition du fer 173
Répartition des sulfures de fer 173
Répartition des oxydes de fer 174
Répartition des arséniures de fer 175
Répartition du tungstène 175
Répartition du zinc et du plomb 176
Répartition de l'uranium 177
Répartition du cobalt, du nickel et de l'arsenic 181
Répartition de l'argent et de l'antimoine 183
Répartition du bismuth 183
Répartition de l'or, de l'étain et du sélénium 184

Conclusions sur la répartition des minéralisations dans la mine d'Azegour 184

Chapitre 11 — Etude des minerais 187

Les minerais de molybdénite 187

Grenatites à molybdénite dispersée 188
Grenatites à molybdénite concentrée dans les fissures 189
Minerais à texture intermédiaire 190
Molybdénite dans les idocrasites 190
Molybdénite dans des grenatites à nodules 191
Molybdénite dans le granite et les filonnets de quartz 191
Molybdénite dans des roches à carbonates dominants 192

Les minerais de scheelite 193

Scheelite dispersée dans des grenatites 193
Scheelite dans des cassures des grenatites 195
Grenatites à scheelite et pyrite 195
Grenatites à scheelite et fluorine 196
Pyroxénites à scheelite 196
Scheelite dans des amas de quartz 197

Les roches minéralisées en pyrite, pyrrhotine ou oligiste 197

Les grenatites à pyrite 197
Roches à pyrrhotine 198
Roches à oligiste 199

Les minerais de chalcopyrite 200

Les pyroxénites à chalcopyrite 201
Les grenatites à chalcopyrite 202
Bornite et chalcosine dans les pyroxénites 203
Minerais de chalcopyrite avec scheelite 204
Chalcopyrite dans des marbres 205
Chalcopyrite dans des masses de dolomie 205
Chalcopyrite dans des géodes des roches carbonatées 206

Les minerais de zinc 207

Blende dans les masses de dolomie 207
Blende dans des pyroxénites 208

Les minerais d'uranium 208

Uranium dispersé dans les minerais de molybdénite 208
Uranium dans les fissures des roches à silicates calciques .. 209
Uranium dans les fissures du granite 210

La minéralisation filonienne complexe 210

Le mispickel bismuthifère de Tiguelilt 213

La minéralisation filonienne plombo-zincifère 213

Chapitre 12 — Comparaisons entre le gisement d'Azegour et d'autres gisements 214
Le gisement d'Azegour et les gîtes de molybdénite 214
Les provinces à tungstène du Maroc et des Etats-Unis 215
Association avec des roches éruptives 216
Divers types de gîtes de tungstène 216
1 Pegmatites 217
2 — Filons de quartz 218
3 — Scheelite dans des roches à silicates calciques 219
Marmorisation 219
Métamorphisme initial 219
Remplacement avancé 220
Les associations minérales 222
Quartz 222
Micas et feldspaths 223
Pyroxènes 223
Tourmaline 223
Cassitérite 224
Fluorine 224
Magnétite 224
Béryllium 225
Sulfures 225
Molybdénite 225
Pyrrhotine et pyrite 226
Bismuth 227
Blende 227
Uranium 227
Arséniures de cobalt, nickel et fer 227
Barytine 228
Conclusions 228
Chapitre 13 — Conclusions et hypothèses sur la minéralisation 229
Influence du granite sur la répartition de la minéralisation 229
Age de la minéralisation 230
Influence de la nature des roches métamorphiques sur la répartition de la minéralisation 231
Répartition de la minéralisation dans les roches à silicates calciques 232
Minerais de molybdénite 233
Minerais de scheelite 234
Minerais de chalcopyrite 234
La blende, la galène, les minéraux accessoires et la minéralisation filonienne complexe 236
L'évolution des roches à silicates calciques et la mise en place de la minéralisation 237
Relations avec la minéralisation plombo-zincifère 239

Chapitre 14 — Quelques considérations d'ordre pratique... 241

Nomenclature pétrographique pratique 241

Règles générales de prospection 243
Recherche du cuivre 243
Recherche du tungstène 244
Recherche de la molybdénite 244
Le problème de la « bande calcaire est » 245
Le problème du prolongement vers le Sud du gisement d'Azegour 245

Annexe — Notes sur l'exploitation du gisement d'Azegour, par P. Bourg 247

Historique 247
Exploitation 253
Traitement des minerais 256

Index minéralogique 261

Bibliographie 272

LISTE DES TABLEAUX

I — Histoire géologique de la région d'Azegour 23
II — Analyses du granite 36
III — Roches du cortège filonien du granite 38
IV — Analyses de porphyres quartziques 46
V — Analyses de porphyres « sans quartz » 52
VI — Analyse d'une minette 55
VII — Analyses de schistes 76
VIII — Analyses de schistes (suite) 79
IX — Analyses de laves paléozoïques 86
X — Analyses de roches pyroclastiques 91
XI — Analyses de roches vertes 97
XII — Classification des calcaires métamorphiques 100
XIII — Analyses de roches carbonatées 102
XIV — Analyses de grenatites 107
XV — Analyses de pyroxénites, de roches à épidote, à wollastonite ou à wernérites 115
XVI — Eléments et minéraux de la minéralisation 150
XVII — Répartition des minéralisations dans la région d'Azegour 152
XVIII — Analyses de minerais et de concentrés de la mine d'Azegour 182
XIX — Zonalité des roches à silicates calciques et de la minéralisation 186
XX — Succession des phénomènes de mise en place des roches éruptives et de la minéralisation 230
XXI — Evolution des roches à silicates calciques et de la minéralisation 238
XXII — Nomenclature pétrographique pratique 242
XXIII — Tonnages extraits et teneurs moyennes « en tête d'usine » 252
XXIV — Production de la mine d'Azegour 258

LISTE DES FIGURES ET DES PLANCHES HORS-TEXTE

Fig. 1. — Situation du gîte d'Azegour 18

Fig. 2. — Coupe S-N de la bordure nord du Haut Atlas 20

Fig. 3. — Représentation graphique de la classification des roches éruptives d'après A. Lacroix 58

Fig. 4. — Variations du paramètre k, en fonction du paramètre qz de Niggli dans les roches éruptives d'Azegour 59

Fig. 5. — Plan géologique des affleurements autour de la mine d'Azegour 124

Fig. 6. — Le massif calcaire de la mine d'Azegour et la minéralisation cuprifère 126

Fig. 7. — La cassure uranifère du « magasin Cara » (étage 1 488 m) 179

Fig. 8. — Schéma d'exploitation d'une colonne minéralisée 254

Pl. 1. — Schéma géologique de la région des Guedmioua 29

Pl. 2. — Carte géologique de la région minéralisée d'Azegour 70

Pl. 3. — Répartition des minéralisations en plomb, zinc et cuivre dans la région des Guedmioua 151

Pl. 4. — Répartition des minéralisations en molybdène et tungstène autour du granite d'Azegour 164

Pl. 5. — Plan des principaux étages de la mine d'Azegour 169

Pl. 6. — Coupes sériées à travers le gisement d'Azegour 186

AVANT PROPOS

Lorsque, rendu à la vie civile et à la géologie, après quatre années passées sur les champs de bataille, je visitai pour la première fois, en 1946, la mine d'Azegour, je ne me doutais pas que, bien souvent, j'y reviendrais pour tenter de donner une réponse à des questions sans cesse plus nombreuses. Rassembler, en les résumant, les observations faites et exposer les hypothèses qui paraissent en découler logiquement, tel est le but du présent mémoire.

Il me serait bien difficile de délimiter exactement ma part personnelle dans cette œuvre née d'une collaboration étroite et constante avec M. P. Bourg qui fut, jusqu'à ces derniers temps, directeur de la mine d'Azegour. Grâce à lui, à sa profonde connaissance du gisement, les hypothèses furent sans cesse confrontées avec la réalité et sans cesse remaniées pour rendre compte des faits. L'imagination du géologue fut, par le mineur, soumise à de rudes épreuves, mais aussi combien exaltée parce que mise en demeure de se renouveler pour ne point s'égarer. A M. P. Bourg je dois associer ses collaborateurs, M. I. Poniecki, son adjoint puis son successeur, et M. M. Vusbourg, maître-mineur, qui m'ont conduit à travers le dédale de la mine et continuellement fait profiter de leur expérience et de leurs innombrables observations ; sans eux bien des faits significatifs m'auraient échappé. Aux mineurs je dois encore d'avoir essayé d'employer dans ce mémoire un langage simple, dépouillé au maximum possible des termes trop spécifiquement géologiques ou pétrographiques : à eux de dire s'il a gagné en clarté pratique ce qu'il a perdu en précision scientifique.

A l'équipe du *Commissariat à l'énergie atomique*, dirigé par M. R. Pélerin puis par M. V. Ziegler, je suis redevable de la plus grande partie des observations sur la répartition de la minéralisation uranifère. Les jeunes prospecteurs : MM. C. Bizard, P. Bourrieau, P. Fabre et P. Freiring, pleins de dynamisme et de foi, ont fourni un travail remarquable en peu de temps ; ensemble nous avons haleté, avec M. Vusbourg, sur les pentes abruptes de la région, à la recherche du moindre indice.

Pour l'étude au laboratoire des échantillons recueillis, j'ai eu bien souvent recours à M. le chanoine C. Gaudefroy et à M. G. Jouravsky. M. le chanoine C. Gaudefroy m'a enseigné, avec sa bienveillance souriante, l'art d'observer le moindre détail en vue de repérer et d'identifier tous les miné-

raux ; qu'il soit assuré de ma respectueuse reconnaissance. M. G. Jouravsky m'a apporté le concours de sa profonde connaissance des minerais et des roches, et de ses critiques constructives, je lui exprime ici mes remerciements.

Les analyses de roches ont été effectuées au *laboratoire de la Division des Mines et de la Géologie*, dirigé par M. P. Coisset puis par M. T. de Cichocki, avec qui j'ai pu discuter des problèmes posés par la composition des roches. Dans mes remerciements, je tiens à leur associer Mme M. Fleury, M. P. Chiche, qui ont exécuté de nombreuses analyses, Mme A. Monition, Mlle N. Dufresse et M. L. Ortelli, qui ont réalisé des spectres de poudre des minéraux d'Azegour, M. G. Berger, qui a mesuré des indices de réfraction.

Le plan topographique au 1/20 000, et de nombreux levés de détail ont été dressés, avec un dévouement incomparable, par M. L. Kollen. Les dessins ont été exécutés par M. J. Ancelin et Mlle F. Cusson, et les microphotographies par M. Y. Alain. A eux vont mes remerciements, ainsi qu'à tous ceux qui ont contribué matériellement à ce travail, en particulier MMmes J. Botella, J. Lévy, P. Bénoliel et Mlles L. Gilardi et N. Rigall, qui ont tapé et retapé bien des pages, M. Ch. Pelletier-Doisy, qui a recherché une documentation bibliographique difficile à réunir, MM. Mohamed et El Maati ben Rahal Alli, Mohamed Bensi, Lahoucine Ammartini et Abd el Malek Ounouk, qui ont taillé plus d'un millier de plaques minces et de sections polies sur les échantillons d'Azegour.

Si j'ai tenu à rendre hommage, en premier lieu, à ceux qui ont participé directement à mon travail, je n'oublie pas qu'il m'eût été impossible de le réaliser sans l'organisation du *Service géologique du Maroc* et sans les encouragements de mes maîtres et de mes camarades.

C'est à M. le professeur H. Termier que je dois d'avoir poursuivi dans la voie de la géologie appliquée aux gîtes minéraux. Il m'a sans cesse soutenu et guidé par ses conseils. Qu'il me soit permis de lui exprimer ma profonde reconnaissance. Sous la direction de M. l'ingénieur en chef des Mines P. Despujols, chef du *Service des mines et de la carte géologique*, il a groupé autour de lui quelques géologues qui ont bien vite, sous son impulsion, formé une équipe étroitement unie. A l'heure où retentit le signal de la dislocation, je voudrais pouvoir exprimer ce qu'ont été pour moi mes camarades de la Section d'études des gites minéraux : J. Agard, Ph. Morin, G. Jouravsky, J. Bouladon, et du Service géologique, notamment R. Ambroggi, G. Choubert et G. Colo, tout entiers dévoués à la géologie marocaine. Dans le climat d'amicale confiance qu'ils ont su créer, j'ai pu progresser, trouvant sans cesse l'aide dont j'avais besoin.

A M. L. Eyssautier, qui fut directeur de la Production industrielle et des Mines, et à M. J. Marçais, chef du Service géologique, j'exprime ma gratitude pour la confiance qu'ils m'ont toujours accordée et pour les facilités qu'ils m'ont données pour accomplir mon travail.

M. le professeur P. Fallot, membre de l'Institut, MM. les ingénieurs généraux des Mines E. Friedel et L. Neltner, MM. les professeurs L. Barrabé, L. Capdecomme, E. Raguin et J. Wyart m'ont vivement encouragé à rédiger ce mémoire ; puisse-t-il ne point trop les décevoir et leur apporter mes respectueux remerciements.

Si le travail sur le terrain et dans la mine fut toujours un enchantement, c'est à la large hospitalité de la société « *Le Molybdène* » que je le dois. Son directeur, M. P. Dolisie, m'a toujours considéré « comme de la maison », me donnant ainsi toutes facilités pour aller et venir comme bon me semblait et pour consulter toutes les archives, avec un tact dont je ne saurais trop le remercier. L'équipe de la mine d'Azegour, solidement groupée autour de son directeur, M. P. Bourg, m'a entièrement adopté : je me suis retrouvé mineur avec les mineurs MM. I. Poniecki, M. Vusbourg, M. Martin, tandis que MM. G. et M. Gayou mettaient à mon service leurs talents de photographes amateurs. Si je ne puis citer chacun, je les associe à celle qui fut le symbole de leur communauté, la cantinière Mme M. Martin, et le souvenir des jours agréables passés au village minier leur témoignera de ma gratitude.

J'exprime aussi mes remerciements à ceux qui furent mes compagnons habituels de mission, les chauffeurs : MM. R. Roger, E. Miara, P. Devismes, qui savaient prolonger le dévouement dans leur travail, en recherchant avec succès minéraux, roches ou fossiles. Mais je ne saurais oublier ceux, très nombreux, qui m'ont entouré de leur sympathie agissante. Si leur modestie m'interdit de les nommer, ils sauront se retrouver dans l'hommage que je rends à quelques uns d'entre eux : le personnel de la *Subdivision des mines de Marrakech* et, en particulier, celui qui fut longtemps leur chef, M. R. Vergerio. Leur pensée m'a suivi dans mes rudes randonnées, m'a soutenu dans les moments de découragement en me donnant la certitude que, pour eux au moins, mon travail avait une signification.

Rabat, le 24 mai 1957.

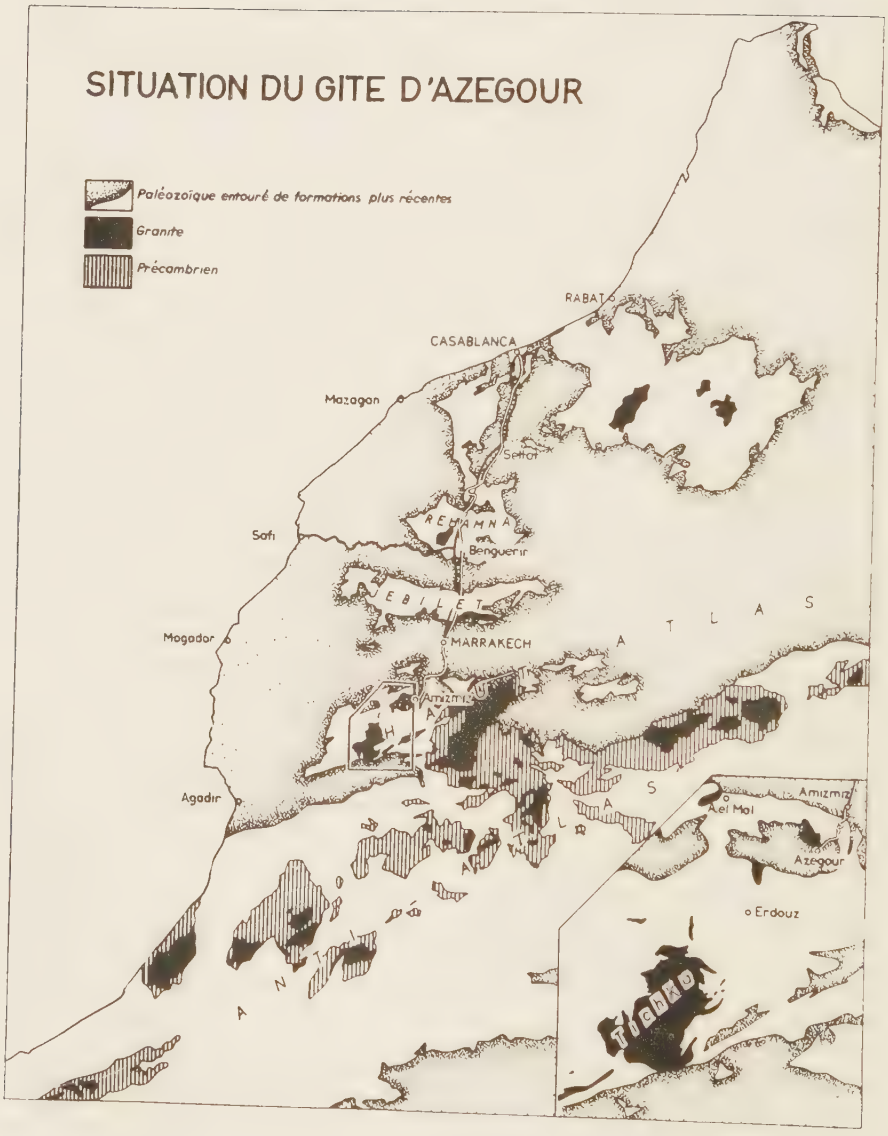


FIG. 1. — Schéma montrant la situation du gîte d'Azegour dans le Maroc et dans l'Atlas de Marrakech, au NNW du massif granito-dioritique du Tichka, à une quinzaine de kilomètres des gîtes plombo-zincifères de l'Erdouz (vers le SE) et de l'Asif el Mal (vers l'WNW).

INTRODUCTION

APERÇU GÉNÉRAL SUR LA RÉGION D'AZEGOUR

Situation géographique

La mine d'Azegour est située sur le versant nord du Haut Atlas central, à 1 525 m d'altitude dans la vallée de l'asif (1) Ouadaker, sur le territoire de la tribu des Guedmioua, à 60 km environ à vol d'oiseau au SSW de Marrakech (fig. 1) (2). On y accède à partir de Marrakech par une route qui conduit à Amismiz (altitude 1 000 m) au pied de l'Atlas, en traversant sur 60 km la plaine du Haouz. D'Amismiz à Azegour (20 km), une piste de montagne escalade le flanc ouest très escarpé de la vallée de l'asif Anougal, puis passe dans la vallée de l'Ouadaker par un col à 1 700 m d'altitude.

Historique des recherches géologiques

La connaissance géologique de la région d'Azegour s'est développée grâce à l'activité minière qui n'a cessé de régner depuis 1919. Les difficiles problèmes que pose la minéralisation ont constamment exigé une étroite collaboration entre mineurs et géologues, et le nombre des notes publiées indique l'intérêt que la région d'Azegour a suscité. On trouvera dans l'annexe, qu'a bien voulu rédiger M. P. BOURG, un historique des recherches minières. Les recherches géologiques ont suivi une évolution parallèle.

Dès 1925, A. DE LA RÜE et L. DE CHÉTELAT débrouillent les diverses formations éruptives et métamorphiques. L. MORET [1931], E. ROCH [1930] et L. NELTNER [1935, 1938] établissent les grandes lignes de la géologie du Haut Atlas central et occidental, situant ainsi la région d'Azegour dans son cadre naturel.

(1) *Asif* signifie « rivière » en Berbère du Sud marocain. L'Ouadaker a souvent été appelé « Oued Acker » par confusion (oued = rivière, en arabe).

(2) Carte Marrakech Sud 5-6 au 1/100 000 de l'Institut géographique national, Annexe du Maroc, Rabat, octobre 1952. Coordonnées Lambert : 223-66.

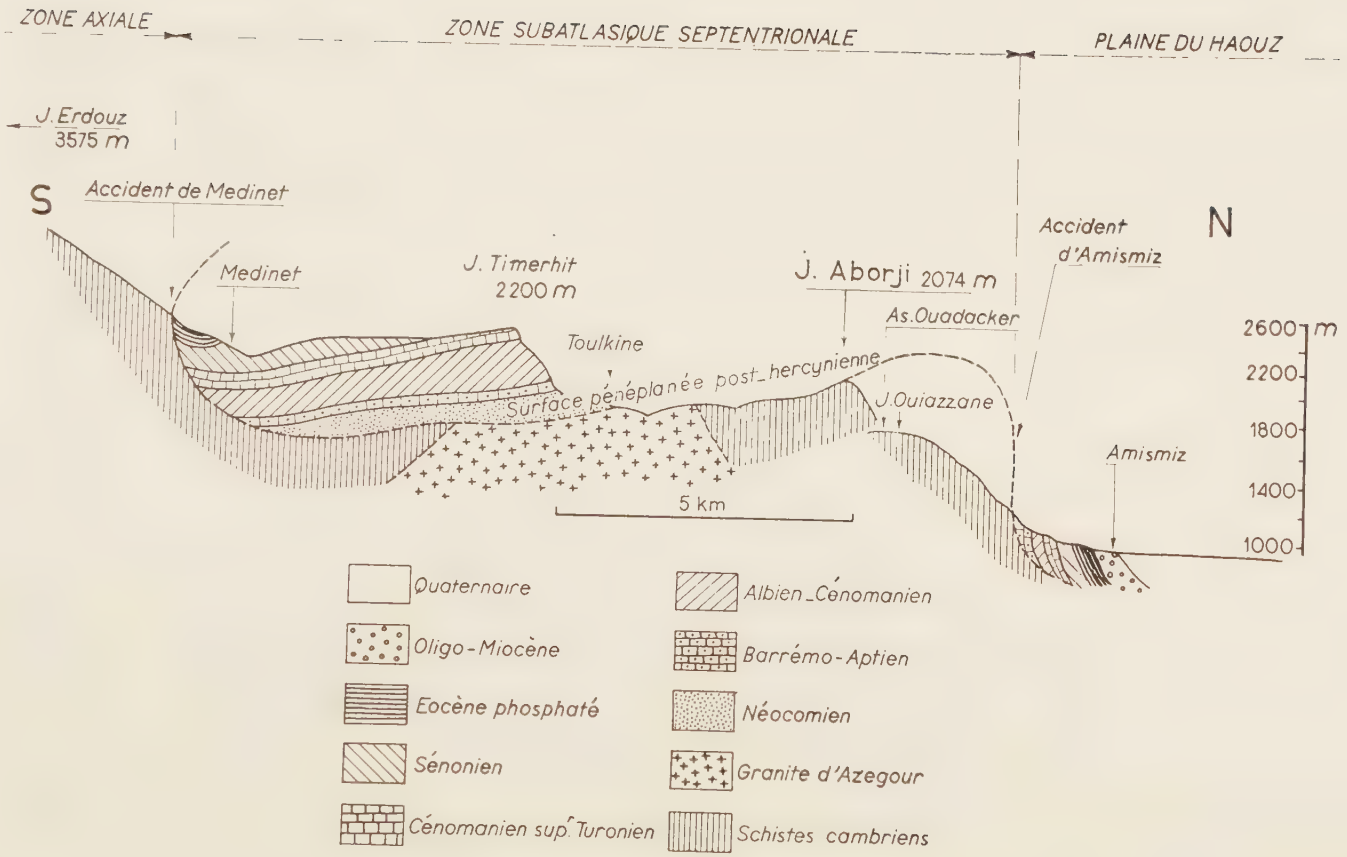


FIG. 2. — Coupe S-N de la bordure nord du Haut Atlas, suivant la piste Azegour-Amismiz, d'après L. MORET [1930] (modifiée).

Sous l'impulsion de L. Duparc [1930-32] l'étude détaillée des roches et de la minéralisation est entreprise. R. Grosclaude [1933] publie de nombreuses analyses de roches et R. Galopin [1933] aborde la question des minéraux opaques.

En 1940, F. Von der Weid reprend l'ensemble des problèmes et publie, en 1941, une très belle synthèse qui a servi de base aux recherches ultérieures tant minières que géologiques. En 1945, E. Raguin précise la nature des terrains métamorphiques en montrant qu'ils comportent en abondance des roches volcaniques. Enfin, la découverte, en 1949, de la pechblende et de la scheelite donne une nouvelle impulsion aux recherches minières et métallogéniques.

Aperçu structural

L. Moret [1931] a distingué trois zones longitudinales dans le Haut Atlas central : la *zone subatlasique septentrionale*, la *zone axiale* et la *zone subatlasique méridionale*. La mine d'Azegour est située dans la zone subatlasique septentrionale, limitée au Nord par l'accident d'Amismiz qui la sépare de la plaine alluviale récente du Haouz, et au S par l'accident de Medinet qui relève les terrains paléozoïques de la zone axiale dans les massifs de l'Erdouz (3 575 m), de l'Igdet (3 615 m) et du Tichka (3 364 m).

Dans la région d'Azegour, la zone subatlasique septentrionale est constituée de terrains paléozoïques fortement plissés et redressés dans une direction sensiblement NS, dans lesquels est venu se loger un massif granitique avec son cortège de filons. L'ensemble a été arasé et, sur cette surface, s'est déposé le Crétacé [Roch, 1930 ; Moret, 1931] (Pl. 1, photos 1 et 2).

La zone subatlasique septentrionale a été soulevée en bloc, entre les accidents d'Amismiz et de Medinet, (fig. 2) lors de la surrection de l'Atlas à l'époque Tertiaire. Elle a légèrement basculé vers le Sud et s'est cassée dans le sens NS le long de la vallée de l'Anougal, mais aucun accident post-crétacé important n'a affecté le gisement d'Azegour, comme le prouve la régularité de la surface pénéplanée, des couches crétacées et des filons du cortège du granite.

Age des formations paléozoïques, de leurs plissements et du granite

Les formations paléozoïques ne sont pas datées avec précision, aucun fossile n'a été trouvé dans la région d'Azegour. L. Moret [1931] les attribue au Cambrien à la suite de la découverte par L. Neltner d'Archœocyathidés dans des calcaires du massif de l'Erdouz paraissant prolonger vers le Sud, au-delà de l'accident de Medinet, les calcaires d'Azegour. F. Von der Weid [1941] a précisé que la série schisto-calcaire d'Azegour

correspond au sommet de la série de l'Erdouz. On peut alors admettre un âge cambrien pour les terrains d'Azegour. Mais, en l'état actuel de nos connaissances, il est impossible de distinguer l'Acadien du Géorgien, d'autant plus que vers l'W aucun terrain n'est daté avec certitude jusqu'au-delà de l'asif el Mal ; tandis que vers l'E, sur la rive droite de l'Anougal, les seuls fossiles recueillis [Neltner *in* Moret, 1931] indiquent le Carbonifère inférieur (Tournaisien supérieur ou Viséen inférieur) ; en outre, la structure des formations paléozoïques d'Azegour est loin d'être débrouillée.

Les plissements intenses qui affectent le Cambrien d'Azegour ont été attribués aux mouvements hercyniens par presque tous les géologues. En effet, ces plissements ont aussi joué sur le Carbonifère inférieur de la rive droite de l'Anougal, et l'importance de l'orogénèse « hercynienne » au Maroc est bien connue. Cependant, H. et G. Termier [1957] ont distingué le *drame moghrabin* du *drame hercynien*. La région d'Azegour ne peut actuellement fournir aucun argument sur ce sujet, aussi continuera-t-on d'utiliser ici l'adjectif « hercynien », en le plaçant entre guillemets pour montrer que la discussion reste ouverte.

La mise en place du granite est, d'une part, postérieure aux plissements « hercyniens », d'autre part, antérieure au Crétacé et même, sans aucun doute, au Jurassique, puisque la surface pénéplanée d'Azegour se poursuit vers l'W sous le Jurassique [Roch, 1930 ; Moret, 1931]. On peut alors dire que le granite d'Azegour est un *granite « hercynien » post-tectonique*. Il prend naturellement place dans le *drame moghrabin*, à côté des granites circonscrits post-tectoniques du Maroc (Oulmès, Ment, Zaër, Bou Mia, Jebilet) auxquels H. et G. Termier [1957] ont attribué un âge stéphanien moyen.

Le tableau I donne un résumé des connaissances actuelles sur l'histoire géologique de la région d'Azegour.

Le métamorphisme

Le Cambrien d'Azegour a été fortement métamorphisé au contact du granite. La deuxième partie du présent travail est consacrée à l'étude des roches métamorphiques ; on verra qu'il est possible de distinguer les zones classiques du métamorphisme de contact.

Cependant, divers auteurs (A. de la Ruë et L. de Chételat [1925], E. Raguin [1945]) ont admis l'existence d'un métamorphisme général antérieur à la mise en place du granite. Mais la question est très controversée (F. Von der Weid [1941, b], H. et G. Termier [1956]). L'examen des roches de la région d'Azegour, en dehors de l'auréole de métamorphisme du granite, permettra d'apporter quelques arguments dans cette discussion, qui tendent à nier l'existence d'un métamorphisme général pour

attribuer à de simples actions dynamiques (dynamométamorphisme au sens de A. HARKER) les rares transformations minéralogiques observables.

TABLEAU I

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION D'AZEGOUR

Quaternaire Tertiaire (post-éocène)	Erosion enlevant partiellement la couverture éocène et crétacée (Formations détritiques du Haouz) Plissements atlasiques
Eocène Crétacé	Dépôts continentaux, avec épisodes marins, sur la surface pénéplanée
Jurassique Trias	(Formations lagunaires à l'W d'Azegour) Erosion — mise à nu du granite suivant une surface pénéplanée
Stéphanien (?) Westphalien	Mise en place des roches éruptives et de la minéralisation — métamorphisme de contact du granite Phase majeure de plissement « hercynien »
Namurien Viséen Tournaisien	? Grès de la rive droite de l'Anougal
Dévonien Silurien	(Calcaires du J. Tirhardine ?) (Schistes et quartzites de l'Asif el Mal ?)
Acadien Géorgien	Sédimentation schisto-gréseuse ? Schistes et calcaires. Volcanisme dacito-andésitique (et roches vertes ?)

Nature des formations cambriennes

Les formations cambriennes de la région d'Azegour se rangent en deux grandes catégories d'après leur origine :

— *Roches éruptives* : roches vertes, laves dacitiques et andésitiques accompagnées de tufs pyroclastiques.

— *Roches sédimentaires* : schistes, grès schisteux plus ou moins chargés en matériel volcanique, roches pyroclastiques remaniées et calcaires étroitement associés aux roches volcaniques.

Mais cette classification n'est pas pratique car, d'une part, elle ne met pas en évidence les roches calcaires dont l'importance est primordiale du point de vue minier, et d'autre part, elle est pratiquement inapplicable sur le terrain. En effet, la plupart des roches pyroclastiques ne peuvent être distinguées des laves qu'en plaque mince, et il est encore plus difficile de dire si les roches pyroclastiques ont été ou non remaniées. On distinguera ici les groupes suivants de roches dont l'étude constituera les chapitres de la deuxième partie :

1 — *Série schisteuse* : schistes, grès schisteux et calcareux ;

2 — *Complexe volcanique* : laves, roches pyroclastiques et roches vertes;

3 — *Calcaires.*

Les terrains de couverture

Les formations cambriennes et le granite disparaissent vers le S sous une épaisse couverture sédimentaire constituée de Crétacé, localement complété par de l'Eocène en bordure de l'accident de Medinet. Le Jurassique largement développé dans le Haut-Atlas occidental [Roch, 1930] n'existe pas à Azegour, il ne commence à apparaître qu'à une douzaine de km vers l'W, dans la vallée des Aït Athmane. Le Crétacé, épais de 600 m environ forme entièrement les hauteurs qui dominent au S le granite d'Azegour : Jebel Allarhine, J. Timerhit (2 035 m) et J. Douzrou (2 135 m) (pl. 1, photos 1 et 2). Elles sont couronnées par la corniche de calcaire à *Astarte* du Turonien qui se suit très régulièrement dans toute la région, la falaise constituant un élément essentiel du relief. Une série de bancs calcaires forme un ressaut, qui marque dans la topographie, vers le milieu du Crétacé inférieur (Barrémien-Aptien).

Le Crétacé d'Azegour est très peu fossilifère ; sa stratigraphie a été établie par continuité avec l'Atlas occidental par E. Roch [1930] et L. Moret [1931] car, de marin à l'W, il devient progressivement lagunaire vers l'E et les formations marneuses et gréseuses rouges envahissent de plus en plus la série ; elles sont très développées à Azegour dans le Crétacé inférieur et le Sénonien. L'Eocène comporte des couches phosphatées, il ne subsiste plus qu'en lambeaux d'érosion près de Tnirt et de Medinet, et sur le Jebel Tassila. On trouvera dans l'ouvrage de F. Von der Weid [1941, b] une coupe détaillée du Crétacé et de l'Eocène.

On notera l'existence, dans le Crétacé inférieur, d'un horizon de sable siliceux très pur qui pourrait être utilisé en verrerie. Le gypse se rencontre

dans le Crétacé inférieur et supérieur, mais jamais en quantité très importante.

Les dépôts quaternaires sont extrêmement limités : alluvions caillouteuses occupant le lit de l'Ouadaker, marnes remaniées au pied de la falaise crétacée, lambeaux de terre végétale étalés sur les replats ou accrochés aux pentes et petits éboulis schisteux. Presque partout les roches anciennes sont à nu, avivées par l'érosion.

Les minéralisations

On doit distinguer deux types de minéralisation dans la région d'Azegour :

— l'une plombo-zincifère, de forme filonienne, se rencontrant dans toute la région, loin de l'affleurement granitique ;

— l'autre, beaucoup plus complexe, caractérisée par l'association molybdène-tungstène-cuivre, étroitement liée au granite, localisée dans les calcaires ayant subi le métamorphisme de contact.

Limites et plan du présent travail

L'objet de ce travail est l'étude de la minéralisation complexe à molybdène, tungstène et cuivre. L'ensemble des affleurements du granite et de son auréole de métamorphisme de contact, dans laquelle est confinée la minéralisation complexe, occupe une surface d'une vingtaine de kilomètres carrés (pl. 1) entre la crête du Jebel Aborji au N et la falaise crétacée au S, depuis Azegour à l'E jusqu'au village d'Anefrioune à l'W. Un plan géologique de cette zone (pl. 2) a pu être dressé grâce à un levé topographique au 1/20 000 effectué par L. Kollen.

Lorsqu'on étudie la minéralisation en molybdène, tungstène et cuivre, les questions se posent immédiatement de ses rapports avec le granite, avec le métamorphisme de contact et avec la minéralisation plombo-zincifère. Il a dès lors été nécessaire d'examiner les roches granitiques et métamorphiques, et de pousser les recherches sur le terrain bien au-delà de la zone assez restreinte de leurs affleurements. Cependant, toutes les questions qui n'ont pas un rapport direct avec la minéralisation ont été laissées de côté. Ainsi l'étude du Quaternaire, de l'Eocène et du Crétacé de recouvrement ne sera pas abordée, ni celle de la tectonique atlasique qui ne joue aucun rôle dans la métallogénie du gisement.

La minéralisation en molybdène, tungstène et cuivre étant replacée dans son cadre général, l'étude de ses particularités est poussée aussi loin

que possible. A l'intérieur de l'auréole de métamorphisme de contact, la minéralisation est localisée dans des calcaires métamorphiques. La mine d'Azegour, avec ses galeries très développées, permet d'examiner en détail une masse de ces calcaires métamorphiques minéralisés et d'y reconnaître une zonalité intéressant à la fois les roches et la minéralisation. Enfin, l'étude microscopique des minerais vient étayer les conclusions auxquelles conduisent les observations sur le terrain.

Le présent ouvrage est divisé en trois parties :

1 — Les roches éruptives « hercyniennes » : le granite et son cortège filonien.

2 — Les roches paléozoïques et leur métamorphisme de contact : série schisteuse, complexe volcanique, calcaires.

3 — La minéralisation : répartition dans l'ensemble de la région puis dans la mine d'Azegour et étude des minerais.

Des conclusions partielles sont établies au cours du développement de l'exposé, puis regroupées en un essai de synthèse générale. Un chapitre est consacré à des comparaisons avec d'autres gîtes, notamment des gîtes de scheelite dans les calcaires métamorphiques. De cet ensemble, sont tirées des règles d'ordre pratique, valables pour la conduite des travaux miniers. Les déterminations minéralogiques sont groupées en un index. Enfin, une annexe, rédigée par M. P. Bourg, donne un historique des recherches minières et de la production, et un aperçu sur les méthodes d'exploitation et de traitement des minerais.

PREMIÈRE PARTIE

LES ROCHES ÉRUPTIVES "HERCYNIENNES"

Les roches éruptives « hercyniennes » de la région d'Azegour comprennent : le granite qui forme un petit massif circonscrit et des roches filoniennes plus ou moins étroitement liées au granite. Après avoir étudié le granite puis son cortège filonien, on examinera quelques hypothèses qui peuvent être émises sur leur relations mutuelles.

Pl. 1

SCHÉMA GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DES GUEDMIOUA

Alluvions tertiaires et quat.
Eocène
Crétacé supérieur
Turonien
Crétacé inférieur
Aptien ?
Crétacé inférieur et Jurassique

Paléozoïque

Schistes
Grès schisteux
Complexe volcanique
Calcaires
Granite
Diorite quartzique
T Porphyre quartzique
δ " „sans quartz"

0 1 2 3 4 5 km

Chapitre 1

LE GRANITE

Aspect macroscopique

Le granite d'Azegour est une roche rose, formée de quartz et de feldspaths en quantités comparables, auxquels s'ajoutent quelques rares paillettes de biotite. Les grains ont généralement de 2 à 5 mm ; il existe cependant des variétés à grain plus fin et d'autres à grain plus gros. Par contre, la pauvreté en biotite est un caractère constant.

Affleurements

Le granite affleure au pied de la falaise crétacée, en une bande de 7 km de longueur et de 1 km environ de largeur maximale, étalée dans le sens SE-NW, entre les villages d'Azegour au SE et d'Anefrioune au NW. Deux petits pointements de granite, respectivement de 100 m et 30 m environ de plus grande dimension, apparaissent encore en fenêtre dans le Crétacé inférieur, à la faveur d'une faille ayant remonté le socle primaire, à 1 km environ au SSE du village minier d'Azegour (223,0-65,2 et 222,87-65,00).

L'extension vers le S et le SW du massif granitique, sous la couverture crétacée, est complètement inconnue. Il ne réapparaît ni dans la profonde vallée des Aït Athmane à une dizaine de kilomètres à l'W d'Azegour, ni le long de l'accident de Medinet-Assoul qui remonte le Primaire à quelques 5 km au S d'Azegour, ni enfin dans la vallée de l'Anougal à 4 km environ au SW d'Azegour. L'absence de schistes métamorphiques analogues à ceux de l'auréole au N du granite, dans le Primaire de la lèvre sud de l'accident de Medinet-Assoul, incite à penser que le granite ne l'atteint pas. Il est vrai que la géométrie de cet accident n'est pas encore élucidée complètement [Moret, 1934 ; Von der Weid, 1941, a]. On peut cependant être sûr que la surface du granite d'Azegour, débarrassée de sa couverture crétacée, n'aurait qu'une faible extension, de l'ordre de quelques dizaines de km².

Le granite a été arasé, comme les autres terrains primaires, avant le dépôt du Crétacé et sa surface coïncide avec la surface anté-crétacée qui forme le plateau de Toulkine. Elle plonge régulièrement vers le SE avec une pente de l'ordre de 10 %. Cette régularité n'est que faiblement altérée par quelques ressauts de direction E-W, bien visibles sur la rive gauche de l'Ouadaker à hauteur d'Azegour.

Le granite est entaillé en gorges profondes, donnant de belles parois verticales : sur sa bordure est par l'Ouadaker, à son extrémité nord-ouest par un affluent de l'Asif n'Aït Bourd, et en son centre par le torrent de Toulkine qui descend en cascades vers le village de Tizgui. Ce torrent s'est formé, comme celui d'Adrhous, au pied de la falaise crétacée reculant sous l'action de l'érosion ; l'un et l'autre ont de profondes vallées ; peut-être ont-ils été un moment alimentés, comme l'Asif n'Aït Bourd, par les eaux du massif de l'Erdouz arrivant par la « vallée morte » de Toulkine [Dresch, 1941].

L'altération superficielle du granite est faible. Il forme de vastes dalles nues, des dômes peu arrondis, des arêtes aux angles encore vifs. Il est facile de recueillir partout des échantillons de roche saine. Il n'y a que très peu d'arène granitique, localisée dans les creux. On notera que certains bancs de la base du Crétacé, reposant directement sur le granite, sont des arkoses formées uniquement d'arène granitique ; les feldspaths y sont souvent dans un état de fraîcheur étonnante.

Contacts avec les terrains paléozoïques

On ne peut voir que la bordure nord du granite d'Azegour et une partie de la bordure est, le reste du contour étant caché par le Crétacé (pl. 2). Entre Tizgui et Anefrioune, la bordure du granite a une direction générale WNW, elle coupe, comme à l'emporte-pièce, les assises paléozoïques redressées qui ont une direction générale N-S s'infléchissant légèrement vers l'W. Entre Tizgui et Azegour, la bordure du granite prend une direction SSE, légèrement oblique par rapport aux assises paléozoïques, qu'il coupe encore nettement. En somme le granite d'Azegour est, sur tout son pourtour visible, franchement discordant par rapport aux terrains primaires.

Les contacts sont extrêmement nets ; la plupart du temps on ne voit aucun changement de faciès du granite jusqu'au contact même des roches métamorphiques.

Le passage d'une roche à l'autre est brutal, il se fait suivant une surface bien définie. Cependant, il y a parfois un léger enrichissement en biotite ou une tendance vers un faciès à grain fin au voisinage de la bordure ; mais il est encore possible que ces variations ne soient pas directement en liaison avec le contact, car on en retrouve de semblables au sein du massif. Parfois aussi, le granite prend une texture schisteuse sur une très faible épaisseur. Par exemple immédiatement au-dessous du verger du village minier d'Azegour, le granite paraît étiré au

contact des schistes, sur une épaisseur de quelques décimètres. De même aux environs du village d'Anefrioune, on constate des étirements du granite au contact des schistes et le granite renferme quelques enclaves de schistes. Ces étirements locaux paraissent dus à la mise en place du granite et non à des mouvements postérieurs ; il n'y a pas broyage des roches.

Le granite n'injecte pas les roches à son contact. Comme le signale E. Raguin [1945] « les micro-injections marginales » sont rares ; on en trouve cependant un exemple au-dessous du carreau de la mine. On peut encore signaler un filon de granite à grain fin, à bords nets, s'étendant sur 200 m environ à partir de la bordure du granite, dans les schistes, au-dessous de la bande calcaire ouest (222,28-67,20), avec une puissance de 1,5 m qui va en diminuant tandis que le filon passe à une brèche granitique à ciment de barytine.

Forme du massif en profondeur

A la faveur, d'une part des profondes coupures des torrents, d'autre part des travaux de la mine, on peut avoir une idée sur la forme du granite sur une hauteur de 200 m environ : il paraît s'élargir de tous côtés en profondeur.

Près de Tizgui, le granite s'avance en pointe jusqu'au lit de l'Ouadaker sur le flanc ouest de la vallée ; les contacts avec les roches métamorphiques dessinent un élargissement du granite en profondeur vers l'E et le N, sur une dénivelée de 200 m environ. De même, vers Anefrioune, le granite descend au fond de la vallée, profonde de 350 m, d'un affluent de l'Asif n'Ait Bourd, esquissant un élargissement vers le N en profondeur. Les niveaux 1 418 m et 1 378 m de la mine d'Azegour et un sondage vertical partant du niveau 1 338 m ont rencontré le contact du granite décalé vers l'E par rapport au contact visible en surface ; ici aussi, le granite s'élargit en profondeur vers l'E. La pente moyenne du contact du granite entre la surface et le fond du sondage est de 60° environ vers l'E. Mais cette pente est loin d'être régulière ; le contact du granite apparaît localement tantôt presque horizontal, comme par exemple au-dessus de l'Azib n'Tizgui, tantôt vertical, comme à l'intersection avec l'extrémité sud de la bande calcaire ouest, parfois même légèrement inversé. Cependant on ne trouve nulle part des indications pouvant laisser supposer l'existence d'un substratum limitant vers le bas l'extension du granite.

Il n'existe aucun affleurement granitique dans la région d'Azegour susceptible de représenter des coupoles adventives du massif principal. La profonde vallée de l'Asif n'Adrhous, au N, n'atteint nulle part le granite, et l'intensification du métamorphisme et des injections filoniennes, observable notamment à Entifa, au bas de la vallée, et près du village d'Adrhous, peut s'expliquer aussi bien par l'élargissement du massif granitique en profondeur que par de véritables protubérances locales de ce massif.

Caractéristiques orientées

L'étude détaillée des caractéristiques orientées du granite n'a pas été faite. Le visiteur qui arrive pour la première fois à Azegour est immédiate-

ment frappé par la « fissuration en grands plans verticaux » [Raguin, 1945] de la falaise de granite dominant l'Ouadaker (pl. 2, photo 1).

On rencontre cinq directions de fissuration en plans verticaux, en plus de la fissuration, peu nette, suivant un plan horizontal. Ces fissurations sont fréquemment marquées par des filons de roches éruptives ou des remplissages hydrothermaux. Trois d'entre elles, soulignées par l'érosion apparaissent nettement sur les photos d'avion (pl. 2, photo 2).

a) Une *direction N 60° E* s'observe dans tout le massif. Ces fissures ont été fouillées par l'érosion et beaucoup d'entre elles se détachent en creux sur de grandes distances. Elles renferment souvent des remplissages hydrothermaux, formant parfois de véritables filons de quelques décimètres de puissance, comportant : quartz, oxydes de fer, barytine et, çà et là, des traces de chalcopyrite. Dans le pointement granitique du Marabout, au SSE du village minier (223,02-65,22), une brèche granitique à ciment ferrugineux de 1 à 2 m d'épaisseur, localement injectée par un filon de minette, présente cette même direction N 60° E.

b) Une *direction NNW*, presque perpendiculaire à la précédente, apparaît aussi nettement sur les photographies d'avion. Elle correspond à des traînées de granite d'aspect légèrement différent (grosseur du grain, compacité, coloration) qui ont été attaquées diversement par l'érosion. Ce serait ainsi une « texture fluidale plane » se rapportant à la « phase plastique » [Raguin, 1946] de la mise en place du granite. On ne trouve dans cette direction aucun filon hydrothermal, mais parfois des traînées de pegmatites banales associées à des filonnets de quartz stérile.

c) Une *direction de fissuration N-S* est également constante dans tout le massif granitique. Elle n'a pas été généralement soulignée aussi vivement que les précédentes par l'érosion. Par contre, elle est presque toujours marquée par l'activité hydrothermale : filonnets de quartz ne dépassant guère 1 cm de puissance, mais remarquables par leur continuité, souvent sur plusieurs dizaines de mètres, renfermant çà et là des grains de pyrite oxydée, ou simplement des enduits rouges d'oxydes de fer. Ces remplissages ne deviennent que rarement plus importants, on peut cependant citer des cas où les oxydes de fer arrivent à former de véritables filons de quelques décimètres d'épaisseur, mais de peu d'extension en direction, vers l'extrémité sud du granite et en bordure de la piste de Toulkine. Exceptionnellement, la minéralisation devient plus complexe : à la pyrite abondante s'ajoutent de la galène, de la chalcopyrite, des arséniures de cobalt et de la pechblende. En outre, les fissures N-S sont parfois empruntées par des filons de porphyres.

d) Une *direction de fissuration E 30° S* est beaucoup moins apparente que les précédentes. Elle est cependant suivie par des filonnets d'aplite fréquemment recoupés et décalés par les fissures N-S. Par contre les injections de quartz et d'hématite sont rares. Les trois directions de fissures : N 60° E, NS et E 30° S, dessinent parfois sur les dalles de granite, des triangles équilatéraux presque parfaits, de quelques décimètres de côté.

e) Enfin, on rencontre des *faisceaux de fissures NNE*, parallèles et serrées, qui constituent, dans le massif granitique, des bandes moins résistantes que l'érosion a fouillées. Ces bandes fissurées sont colorées en rouge par des oxydes de fer et injectées irrégulièrement par du quartz contenant sporadiquement de la barytine et parfois des traces de chalcopyrite. Dans l'une d'elles, à l'W du village minier d'Azegour (222,30-65,90), il s'est formé un véritable filon de quartz imprégné de limonite et accompagné de gœthite massive.

Enclaves

Le granite d'Azegour ne contient pas d'enclaves de roches métamorphiques, si ce n'est à proximité immédiate de sa bordure. Là encore, elles sont rares, comme l'a noté E. Raguin [1945].

Si l'on fait abstraction des fragments de schistes emballés dans le granite à moins de quelques décimètres de son contact avec les roches encaissantes, on ne peut citer que de rares exemples d'enclaves : fragments de schistes de 1 dm au plus dans le granite du ravin du bar-

rage de Tizgui (222,44-67,18) à 2 ou 3 mètres de sa bordure ; lentille de grenatite de 1 m environ, isolée dans le granite, à une trentaine de mètres de sa bordure, au-dessus du village du Talat Zougouar (221,00-68,40).

On n'observe pas de variation du granite, même au voisinage de sa bordure, en fonction de la composition des assises métamorphiques qu'il recoupe ; sauf localement au contact des calcaires (voir ci-dessous). Il est impossible de suivre, à l'intérieur du massif granitique, la trace des bandes calcaires qu'il recoupe : ni enclaves, ni changements de faciès ou de composition chimique ou minéralogique ne viennent fournir un guide dans cette recherche. Le massif granitique d'Azegour a subi une homogénéisation très poussée qui en a fait une entité parfaitement nette.

Composition minéralogique

Le granite d'Azegour est constitué de quartz, d'orthose à facules d'albite, d'oligoclase et de biotite peu abondante. Comme éléments accessoires, il contient des oxydes de fer et très peu d'apatite et de sphène. En outre, on trouve parfois du microcline et accidentellement de la muscovite, de l'épidote, de l'andalousite, de la tourmaline et de la pyrite. Des mesures à la platine intégratrice de Shand ont donné les teneurs suivantes, en volumes :

quartz	31 à 53 %, moyenne	40 % (1)	35 % (2)
feldspaths alcalins	48 à 25 %, »	43 %	49 %
plagioclase	11 à 20 %, »	16 %	15 %
biotite	0 à 2 %, »	1 %	1 %

L'orthose présente des anomalies optiques : angle 2V variable, traces de macles polysynthétiques, parfois une curieuse polarisation « en damier », etc... (*Cf.* index minéralogique). Ces phénomènes amènent à poser la question de la transformation orthose-microcline, qui se relie au problème de l'origine du granite (*Cf.* p. 60). Le microcline se rencontre parfois en grains bien différenciés, mais seulement, semble-t-il, dans un faciès spécial de granite à grain fin. L'orthose, et aussi le microcline, sont riches en facules d'albite (microperthite) (pl. 3, photo 1). L'orthose englobe assez souvent des grains d'oligoclase ou de quartz, mais il est très rare de trouver de la pegmatite graphique dans le granite normal.

Le plagioclase est une oligoclase acide ; sa teneur en anorthite varie de 10 à 20 %, mais se maintient le plus souvent entre 13 et 16 % An [Von der Weid, 1941, b]. Les feldspaths, plus spécialement l'orthose, sont par-

(1) Mesures de F. Von der Weid [1941b] : moyenne sur 10 mesures.

(2) Mesures sur l'échantillon analysé (tableau II, anal. 2).

semés de très fines inclusions d'oxydes de fer qui leur donnent une coloration rose. Ces inclusions sont fréquemment orientées dans les clivages. Le quartz a souvent, comme dans les granulites typiques, des formes rétractées : il ne moule pas nettement les feldspaths.

Aux limites des cristaux, il existe couramment une frange de petits grains mêlés de quartz et d'orthose, comme s'il y avait eu un léger broyage consécutif à des mouvements en fin de cristallisation. Les extinctions sont généralement franches, parfois seulement ondulantes.

On observe occasionnellement quelques grains de pyrite, mais ce minéral semble en liaison avec les fissures minéralisées du granite, tout comme le rutile rencontré dans un échantillon. L'andalousite et la tourmaline n'ont été trouvées que dans des échantillons au contact même de schistes métamorphiques ; ce sont, comme l'épidote signalée par F. Von der Weid [1941, b], des impuretés provenant de sédiments digérés par le granite.

Cas particulier de granite au contact de calcaires : syénitisation

Au contact de calcaires, le granite subit parfois un changement local de composition. Il s'appauvrit en quartz et, fait plus curieux, en plagioclases, alors qu'on pourrait au contraire s'attendre à trouver un enrichissement en chaux par endomorphisme. F. Von der Weid [1941, b] a ainsi signalé du granite « contenant surtout du feldspath alcalin », dans la galerie au mur du niveau 1 418 m de la mine (*cf.* tableau II, anal. 3) et à la cascade de Tizgui (222,2-67,8).

Le phénomène est particulièrement net au contact d'une petite enclave de grenatite dans le granite près du Talat Zougouar (221,00-68,40), tandis que dans les deux cas précédents il se complique du fait de la présence d'une minéralisation en molybdénite et pyrite principalement. A un décimètre environ de la grenatite franche, le granite est déjà très pauvre en quartz et en plagioclases ; plus près il ne comporte pratiquement plus que de l'orthose, c'est alors une véritable syénite, puis commence à apparaître du grenat qui devient de plus en plus abondant tandis que l'orthose disparaît. Dans cette zone de transition, qui a une largeur de quelques centimètres, les cristaux d'orthose, de même grosseur que ceux du granite (2 mm environ), sont envahis par un réseau anastomosé de fissures remplies de grenat, accompagné de petits grains d'oxyde de fer. Entre les cristaux d'orthose s'individualisent des grains de grenat (pl. 3, photo 2). Lorsque le grenat devient plus abondant, il englobe des plages d'orthose à orientation commune. Il n'y a ni quartz, ni plagioclase, et les taches d'albite de l'orthose ont à peu près complètement disparu tandis que les inclusions ferrugineuses subsistent. En outre il n'y a pas d'autre silicate de métamorphisme qu'un grenat de la série grossulaire-andradite (son indice n = 1,855 indique une teneur en molécule andradite voisine de 75 %).

On peut, semble-t-il, admettre que la chaux, apportée en grande quantité par le sédiment calcareux, a fixé la silice et l'alumine (et partiellement le fer) empêchant ainsi la formation de plagioclases et d'albite microperthitique et laissant de la soude libre. Mme Christophe-Michel-Lévy [1956] a montré que la présence de soude favorise la formation d'andradite à partir d'un mélange de silice, de carbonate de calcium, d'oxyde ferrique et d'alumine ; la potasse agit dans le même sens, mais moins activement ; en outre, l'alumine réagit plus facilement, pour donner du grenat, que l'oxyde ferrique. Ces résultats expérimentaux concordent avec l'association minérale observée ici d'orthose, d'andradite et d'un peu d'oxydes de fer. Mais il y a eu de plus migration de la silice, de la soude et de l'alumine sur une certaine distance dans la roche éruptive. La soude paraît même avoir été entraînée plus loin, puisqu'elle ne se retrouve pas dans les minéraux exprimés. Il en a certainement été de même pour une grande partie de la silice. On peut, semble-t-il, rapprocher ces phénomènes des expériences de J. Wyart et G. Sabatier [1956, a], qui ont mis en évidence une mobilité des ions des feldspaths.

On notera cependant que F. Von der Weid [1941, b] a signalé dans la galerie au mur du niveau 1 418 m, au contact des grenatites, un « granite blanc » contenant 89,3 % d'oligoclase et 7,3 % seulement de feldspath alcalin. Mais la richesse en sphène et calcite (3,4 %) de cette roche laisse à penser que d'autres phénomènes que ceux de contact avec des calcaires ont eu ici une action prépondérante.

Composition chimique du granite

Le tableau II donne trois analyses du granite d'Azegour et les paramètres correspondants de C.I.P.W.-Lacroix et de Niggli. Les analyses 1 et 2, effectuées sur des échantillons de granite normal, sont concordantes, elles indiquent (fig. 3) un granite alcalin orthosique, voisin des granites calcosodiques. L'analyse 3 est celle d'un échantillon recueilli au contact de calcaires métamorphiques. Elle montre un léger appauvrissement en quartz et un net enrichissement en potasse (fig. 4), conformément aux observations faites sur la composition minéralogique.

TABLEAU II

Analyses du granite d'Azegour

	1	2	3
SiO_2	73,65	74,35	71,4
Al_2O_3	13,32	13,22	14,75
Fe_2O_3	3,10	0,82	0,16
FeO	0,22	0,89	1,17
MnO	—	0,25	0,01
MgO	0,06	0,45	0,49
CaO	1,04	0,70	0,64
Na_2O	3,24	3,70	1,73
K_2O	5,23	5,30	8,34
P_2O_5	—	0,12	0,05
TiO_2	—	traces	0,09
H_3O^+	0,27	0,06	0,0
H_2O^-		0,16	0,2
S	—	—	0,23
Total	100,13	100,02	99,26

Composition virtuelle et paramètres C.I.P.W. Lacroix

Quartz	32,48	30,01	26,83
Orthose	30,91	31,36	49,32
Albite	27,41	31,28	11,62
Anorthite	5,17	2,75	2,81
Corindon	0,42	0,34	1,83
Hypersthène	0,15	2,55	2,64
Minerais	3,33	1,18	0,40
Apatite	—	0,25	0,12
Pyrite	—	—	0,43
Paramètres	I.'4.(1)2.3	I.'4.1'.3	I.4.1'.2

Paramètres de Niggli

al	43,5	43,6	47,9
fm	14,3	12,8	9,9
alk	35,9	39,2	38,6
c	6,3	4,4	3,6
si	408	419	393
k	0,52	0,48	0,76
qz	164	162	138
mg	0,04	0,29	0,40

1. — Analyse R. GROSCLAUDE [1933].

2. — Granite à grain moyen. NNE de Toulkine (219, 80-68, 96). Analyse T. DE CIGHOCKI, *Labor. Div. Mines Géol., Rabat*, 1956.

3. Granite au contact des calcaires métamorphiques, avancement sud au mur du niveau 1 118 m de la mine d'Azegour. Analyse R. FREY, *Labor. Div. Mines Géol., Rabat*, 1936.

Chapitre 2

LE CORTÈGE FILONIEN DU GRANITE

On observe dans la région d'Azegour plusieurs sortes de filons de roches éruptives, plus ou moins développés et plus ou moins étroitement associés au granite :

Les filons de *pegmatites* et d'*aplites*, fréquents mais jamais très importants, ne se rencontrent que dans le massif granitique ;

Les filons de *porphyres* sont très nombreux et présentent une extension considérable dans les terrains métamorphiques. Ils se répartissent en deux groupes nettement distincts qui seront désignés ici sous les noms de *porphyres quartziques* et de *porphyres « sans quartz »*.

Enfin quelques filons de *lamprophyres* (minettes) ont été reconnus en un point de l'affleurement granitique.

Après avoir étudié ces diverses roches, on examinera une hypothèse permettant d'interpréter leurs rapports. Le tableau III résume la classification adoptée pour les roches filoniennes observées.

1 — LES PEGMATITES

On distinguera deux types de pegmatites : les *pegmatites banales*, localisées dans le granite et les *pegmatites à allanite*, se trouvant sur sa bordure.

Pegmatites banales

On rencontre, çà et là, dans le massif granitique des lentilles de pegmatites allant de quelques décimètres à une dizaine de mètres de longueur. Elles présentent souvent un début de zonalité par suite d'un enrichissement très net en quartz blanc laiteux au centre, tandis que la bordure est formée de grands cristaux d'orthose faiblement albitisée. Les lentilles de

pegmatite sont tantôt isolées au sein du granite, tantôt disposées en chapelet dans des bandes granitiques légèrement différenciées, orientées NNW.

Par exemple, en bordure de la piste de Toulkine (221,70-67,12) se trouve une de ces bandes. Les pegmatites forment tantôt des lentilles plus ou moins diffuses, tantôt des filons à bords francs se terminant aussi brusquement qu'ils apparaissent ; le granite encaissant est souvent à grain assez fin, il contient alors du microcline ; il passe tantôt brusquement, tantôt progressivement au granite normal sans microcline. Des filonnets de quartz, de même orientation que les lentilles de pegmatites, les accompagnent et les relaient.

Ces pegmatites ne contiennent pas de mica et on n'y a jamais trouvé de minéraux spéciaux. Ce ne sont que des recristallisations locales, en grands éléments, des minéraux du granite, et on verra que leur formation peut être rapprochée de celle des aplites.

Tableau III

Roches du cortège filonien du granite d'Azegour

Groupes	Sous-groupes	Roches observées
1 — Pegmatites	a) banales b) à biotite et allanite	
2 — Aplites		
3 — Porphyres	A) quartziques	Microgranites Rhyolites
	B) « sans quartz » (plus exactement : sans phénocristaux de quartz)	Microdiorites Micromonzonites Microgranites monzonitiques Microsyénites Trachy-andésites Andésites
4 — Lamprophyres		Minettes

Pegmatites à biotite et allanite

On n'en connaît que deux exemples, tous deux situés au contact entre le granite et des schistes.

Sur la rive gauche de l'Ouadaker, dans le ravin proche du barrage de Tizgui (222,43-67,20), se trouve une petite lentille de pegmatite.

Elle forme, sur la surface du granite, au contact de schistes métamorphiques, un placage de 0,4 m d'épaisseur sur 6 m de longueur. Elle est constituée de quartz et d'orthose en grands éléments et renferme en abondance de la biotite et des nodules d'allanite [Permingeat, 1956]. Côté granite, la limite de la pegmatite est franche ; côté schistes, la pegmatite passe à une roche granitique à grain moyen, très chargée en biotite mais ne contenant pas d'allanite, qui constitue une enveloppe de 0,1 à 0,5 m d'épaisseur. Un filonnet de 0,1 m d'épaisseur, également granitique mais pauvre en biotite, diverge de la pegmatite et traverse les schistes sur une dizaine de mètres ; il ne contient pas d'allanite, mais il est localement chargé de grains de magnétite.

Une carapace de pegmatite, semblable à la précédente, avec biotite mais sans allanite reconnue, s'étale sur quelques mètres sur le granite, au-dessus de l'Azib n'Tizgui (222,18-67,96).

Ainsi, les pegmatites à biotite et allanite se rencontrent sur la bordure du granite, tandis qu'à l'intérieur du massif ce sont des pegmatites banales. Les pegmatites à allanite tendent à se séparer du granite.

On remarquera qu'il existe, à l'étage 1 488 m de la mine d'Azegour, des cornéennes à grenat contenant de l'allanite associée à de l'épidote. Cette minéralisation est en rapport avec une injection de roche aplitique, et il est logique d'admettre qu'il s'agit d'une venue de pegmatite, semblable aux précédentes, s'étant dispersée dans des roches calcaires [Permingeat, 1956]. On peut dès lors admettre que les pegmatites à allanite sont à rattacher à la différenciation du granite, mais qu'au lieu de s'individualiser dans les schistes ou les roches volcaniques sur le pourtour du granite, elles ont été absorbées par les niveaux calcaires.

2 — LES APLITES

On remarque, dans le massif granitique, de petits filons, de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur, d'une roche à grain fin, se détachant sur le fond rose du granite par une couleur plus foncée. Ces filons présentent une orientation privilégiée, ils suivent le plus souvent les fissures de direction E 30° S du granite. Leur extension est limitée, ne dépassant que rarement une dizaine de mètres.

La roche est formée d'une mosaïque de grains de 0,25 à 0,5 mm de diamètre, à structure aplitique, enrobant des plages d'orthose et de microcline de 1 à 1,5 mm farcies de quartz pegmatitique. La mosaïque est constituée de quartz, d'orthose et de microcline, auxquels s'ajoutent quelques grains d'oligoclase et quelques paillettes de biotite chloritisée et d'une muscovite légèrement teintée de vert et pléochroïque, associée étroitement à des cristaux de pyrite hématisée. L'orthose et le microline ne contiennent que de très rares facules d'albite, mais sont très tachés par des oxydes de fer ce qui explique la coloration foncée de la roche. L'aplite apparaît ainsi moins riche en soude que le granite où l'orthose est presque toujours fortement perthitisée et où l'oligoclase est plus abondante ; autrement la com-

position des deux roches est très voisine puisque le granite lui-même est très pauvre en minéraux ferro-magnésiens.

Remarque. - Il existe, en bordure du granite, de rares filons pénétrant dans les terrains métamorphiques sur quelques dizaines de mètres, d'une roche à grain fin. Par exemple, vers le sommet du ravin du barrage de Tizgui (222,28 × 67,20) et à 500 m environ à l'E du Talat Zougouar (221,64 × 68,18). Mais cette roche a la couleur rose du granite, en outre elle ne contient ni microcline, ni pegmatite graphique ; son orthose, parfois en grains nettement plus grands que ceux de la mosaïque aplitique, est albitisée et l'oligoclase est plus abondante que dans les aplites. On peut en conclure qu'il s'agit non pas d'aplites mais de filons de granite à grain fin.

Relations entre les aplites et les pegmatites

Les filons d'aplites sont localisés à l'intérieur du granite, comme les pegmatites banales. Les compositions, chimique et minéralogique, des deux roches sont à peu près identiques, sauf une teneur en silice un peu plus forte dans les pegmatites. Si la différence de texture est frappante, la présence de nombreux grains d'orthose et de microcline à structure pegmatitique dans les aplites vient rappeler l'analogie.

On constate sur le terrain que les aplites sont liées à des fissures du granite, contrairement aux pegmatites. On peut alors penser qu'aplites et pegmatites résultent du même matériel ayant cristallisé dans des conditions différentes : en vase clos pour les pegmatites, en système ouvert pour les aplites. Dans le granite en voie de consolidation, des accumulations locales de minéralisateurs, en particulier de vapeur d'eau, ont donné naissance à des « solutions ». Lorsque les éléments volatils n'ont pu s'échapper, il s'est formé les grands cristaux des pegmatites et les noyaux de quartz en fin de cristallisation. Lorsqu'une fissure s'est présentée, les « solutions » l'ont suivie tandis que les éléments volatils, plus mobiles, se séparaient : la cristallisation, d'abord à tendance pegmatitique, a pris rapidement, par suite du départ des minéralisateurs, une structure à grain fin, typique des aplites. Ceci permet en outre d'expliquer la teneur en quartz plus forte des pegmatites : une partie de la silice a pu être entraînée par les éléments volatils et cristalliser plus loin que les aplites sous forme de filonnets de quartz ; ces filonnets correspondraient alors au noyau de quartz des pegmatites.

De cette hypothèse découlent quelques conséquences au point de vue de l'âge relatif des roches. Le mode de gisement des pegmatites et des aplites, celles-ci ayant suivi des joints du granite, implique que, lors de leur cristallisation, le granite était déjà largement consolidé, ou, d'une façon plus générale, quelle que soit la théorie admise pour sa formation, qu'il avait déjà perdu son « pouvoir d'homogénéisation ». La différenciation magmatique avait joué et les minéralisations évoluaient déjà en dehors du granite. L'absence générale de minéraux spéciaux dans les pegmatites empêche de les considérer elles-mêmes comme des produits de cette différenciation générale. Elles appartiennent au type des pegmatites simples de

W. T. Schaller, mais leur formation est tardive. On ne peut en effet noter, dans le granite, postérieurement à la cristallisation des pegmatites et des aplites, que des fissurations, des mises en place de « porphyres sans quartz » et de très faibles manifestations hydrothermales, se traduisant par de minces remplissages, pratiquement stériles, des fissures. La faible importance des pegmatites et des aplites, dans l'ensemble du massif granitique concorde bien avec cette manière de voir. Aucune observation ne permet d'établir l'âge relatif des « porphyres quartziques » et des aplites.

On remarquera enfin que la localisation préférentielle des aplites dans les fissures de direction E 30° S indique que ce système de joints est antérieur aux autres systèmes de direction N 60° E et N-S qui présentent des remplissages hydrothermaux. On a d'ailleurs déjà noté que les fissures N-S décalent les filons d'aplite.

3 — LES PORPHYRES

De très nombreux filons de roches éruptives, à deux temps de cristallisation (phénocristaux nageant dans une pâte), se rencontrent dans la région d'Azegour. Ces porphyres se rangent, d'après leur aspect macroscopique et microscopique, leur composition minéralogique et chimique, en deux groupes, caractérisés par la présence ou l'absence de phénocristaux de quartz. On les désignera alors sous les noms de *porphyres quartziques* et *porphyres sans phénocristaux de quartz*, ou par abréviation, *porphyres « sans quartz »*.

A — Porphyres quartziques

Ce sont des roches filoniennes roses, de la même teinte que le granite. Elles sont formées d'une pâte tantôt grenue à grain fin, tantôt compacte sans grain visible à l'œil nu, dans laquelle nagent des phénocristaux plus ou moins abondants de quartz, souvent bipyramidés, et de feldspaths roses.

Mode de gisement

Les filons de porphyres quartziques ont une puissance très variable allant de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres et une extension de quelques dizaines de mètres à plusieurs kilomètres. Ils forment saillie sur les roches primaires métamorphiques et sont ainsi très visibles dans le paysage, par exemple sur l'arête qui domine l'Ouadaker au N de Tizgui.

Le plus important se trouve à 1 km environ au NNE de la mine d'Azegour ; il se digite vers le S et vers le N ; vers le S les branches disparaissent rapidement sous le Crétacé, tandis que vers le N la branche principale se poursuit sur plusieurs kilomètres, en se subdivisant parfois ; elle traverse

presque en ligne droite la profonde coupure de l'Ouadaker, ce qui démontre un pendage vertical en moyenne. D'ailleurs, partout, les filons de porphyres quartziques sont, ou paraissent, verticaux. L'une des branches S du gros filon est brusquement interrompue vers le S (223,18 × 66,92) suivant une surface lisse, normale aux épontes et inclinée vers le S, sans qu'il y ait une faille visible. Ailleurs les filons disparaissent progressivement en s'amenuisant et devenant plus ou moins tortueux.

Les filons de porphyres quartziques sont à peu près exclusivement localisés d'une part à l'E, d'autre part à l'W du massif granitique. Vers le N, ils sont très rares et peu développés : on en retrouve deux entre l'Azib n'Tizgui et le Talat Zougouar et au N du col de Douzrou ; le plus important ne se suit que sur 800 m environ, avec une puissance de l'ordre du mètre.

1° *Vers l'E*, un grand nombre de filons de porphyres quartziques, de direction générale N-S, se rencontrent depuis la bordure du granite jusque dans la vallée de l'Anougal. Parmi ce faisceau, on citera quelques filons remarquables.

Un filon de porphyre quartzique longe la bordure E du granite entre le village minier d'Azegour et Tizgui. Il est indépendant du contour du granite et, de ce fait, il se trouve tantôt dans le granite, tantôt dans les schistes. Cependant il ne pénètre jamais profondément dans le granite ; c'est ainsi que vers le S, au village minier, le filon disparaît après avoir parcouru une cinquantaine de mètres dans le granite ; la roche du filon passe rapidement au granite normal. Vers le N, alors que le filon devrait s'avancer franchement dans les schistes, il s'infléchit vers l'W comme pour rattraper le contact du granite. On notera que ce filon émet parfois de nombreuses apophyses dans les schistes.

Un autre filon traverse le plus petit des deux pointements granitiques qui apparaissent dans le Crétacé au S du marabout de Sidi Embark (222,86-66,00). Ce filon a été retrouvé par sondage à une cinquantaine de mètres au S, toujours dans le granite ; mais il est impossible de préciser sur le terrain sa position par rapport au contact granite-schistes, inconnu dans cette région ; on verra l'interprétation qu'on en peut donner.

De gros filons de porphyres quartziques sillonnent le flanc ouest de la vallée de l'Anougal ; ils s'étendent sur plusieurs kilomètres disparaissant au S sous la couverture crétacée.

A 4 km au S d'Azegour, l'accident de Medinet ramène à l'affleurement les schistes et calcaires anciens. Entre les vallées de l'Ouadaker et de l'Anougal, et au-delà vers l'E, ces terrains sont traversés par des filons de porphyres quartziques de direction N-S comme les précédents. Il se peut d'ailleurs que ce soit le même faisceau qu'au N réapparaissant au-delà de la couverture crétacée. F. Von der Weid [1911, b] a observé que ces filons s'arrêtent en s'étalant sur la branche principale, dite de Medinet-Assoul, de l'accident de Medinet et il en conclut que cet accident existait avant la mise en place des porphyres.

2° *Vers l'W*, de l'extrémité du massif granitique partent quelques filons de porphyres quartziques de direction NNW. A proximité du village d'Anefrioune, on en observe au voisinage du contact granite-schistes, qui disparaissent rapidement en pénétrant dans le granite. Plus à l'W, le flanc S du Jebel Berrhous est sillonné par un très grand nombre de petits filons de porphyres quartziques de direction WNW.

Ce faisceau se suit facilement sur trois kilomètres, le long du flanc dénudé, mais plus loin la végétation très dense masque les affleurements. Un des filons a été suivi jusque sur les

sommets qui dominent, à 2 km environ vers le S, la mine de l'Asif el Mal. Les filons de microgranite sont très nombreux aux alentours de cette mine ; il est possible que ce soit le prolongement du faisceau du Jebel Berrhous, mais le raccord n'a pas été fait, et un accident important correspondant à la vallée de l'Asif el Mal vient encore obscurcir les relations.

Structures

Dans les porphyres quartziques d'Azegour, l'importance relative de la pâte et des phénocristaux, et l'aspect de la pâte varient beaucoup.

Généralement les phénocristaux sont abondants, mais ils deviennent rares dans certains porphyres. Les caractères de cristallisation en deux temps sont bien marqués, la pâte du deuxième temps s'oppose nettement, par la finesse de son grain, aux phénocristaux du premier temps, sauf dans quelques cas assez rares. La pâte corrode souvent les phénocristaux de quartz et non ceux de feldspaths. C'est la *structure porphyrique* de H. Rosenbusch.

D'après la constitution de la pâte, on distinguera trois variétés de structures porphyriques représentées dans les porphyres quartziques d'Azegour :

a) *Structure microgrenue*. La pâte est formée de petits grains bien individualisés, de quartz, d'orthose, d'oligoclase peu abondante, et de rares paillettes de mica (pl. 4, photo 1). La grosseur des grains, assez homogène dans un échantillon donné, varie beaucoup d'un échantillon à l'autre, allant de l'ordre du 1 /10 mm à celui du 1 /100 mm. Cette structure est fréquente. Dans quelques rares cas, les phénocristaux sont pratiquement absents et la structure n'est plus porphyrique, mais grenue, tout à fait semblable à celle d'un granite à grain fin.

b) *Structure micrographique* (Harker). Le quartz et l'orthose sont intimement associés en micropegmatites constituant tantôt des sphérolites individualisés (pl. 4, photo 2), tantôt des dentelles autour des phénocristaux, avec des formes en éventail, en plumes (pl. 4, photo 3), plus rarement en damier. La limite, entre les phénocristaux et la dentelle de micropegmatite, est souvent nette, rectiligne. Mais parfois l'orthose du phénocristal se prolonge en continuité dans la micropegmatite ou inversement la micropegmatite pénètre dans les limites du phénocristal. Cette structure est fréquente à Azegour.

c) *Structure cryptographique* (Harker). Les minéraux de la pâte ne sont plus discernables au microscope. La pâte apparaît trouble en lumière naturelle ; elle polarise en grains très fins (de l'ordre du 1 /100 mm) tous semblables, sans contours précis, mais à extinction nettes (pl. 4, photo 4). Il n'a jamais été rencontré de verre dans les porphyres quartziques d'Azegour. Ce type de structure est plus rare que les précédents.

Interprétation des structures

Dans les plaques minces des porphyres quartziques d'Azegour, on observe un grand nombre de variétés de structures qui constituent des termes intermédiaires entre les types décrits ci-dessus.

Ainsi, la dimension des grains de micropegmatite et de leurs éléments (quartz et orthose) varie beaucoup. Par exemple des grains de micropegmatite de quelques 1/10 mm montrent encore nettement leurs éléments en baguettes ou en facules de moins de 1/100 mm de largeur. Par réduction concomitante de ces dimensions on passe à la structure cryptographique, dans laquelle la micropegmatite ne peut plus être résolue en éléments distincts par le microscope.

On observe aussi le phénomène inverse : le quartz et l'orthose de la micropegmatite, au lieu de se disperser finement l'un dans l'autre, tendent à s'agglomérer en plages orientées plus grandes et moins nombreuses. La micropegmatite « grossière » ainsi formée passe à une structure microgrenue fine où les grains sont engrenés suivant des lignes brisées, comme dans les pegmatites graphiques. On peut imaginer facilement une continuité entre cette structure à grains anguleux et la structure microgrenue typique à grains à contours arrondis. Mais il est très difficile d'interpréter les cas qui pourraient constituer des intermédiaires.

Un des facteurs qui a joué un grand rôle dans la formation de ces structures est sans doute la vitesse de refroidissement. Le type cryptographique résulte d'un refroidissement rapide. Les types micrographiques et microgrenus correspondraient à des refroidissements de plus en plus lents. De fait, le type microgrenu est réalisé d'une façon générale dans les filons de microgranite en bordure du massif granitique, tandis que le type globulaire se trouve dans les filons minces plus loin du granite. Mais cette règle est naturellement loin d'être absolue à cause du grand nombre de variables qui interviennent dans la détermination de la vitesse de refroidissement.

Très souvent, la pâte présente simultanément des zones à structure micrographique entourant généralement les phénocristaux, et d'autres à structure grenue, sans qu'il y ait de passage progressif des unes aux autres. Ceci peut résulter d'un refroidissement d'abord rapide, puis très lent lorsque le microgranite a été en équilibre de température avec les roches encaissantes. Cependant il est possible que la présence de fluides volatils dans le magma microgranitique au moment de sa mise en place ait joué ici un rôle important ; ce phénomène serait alors analogue à celui qui a déterminé la cristallisation soit de pegmatites, soit d'aplites à partir du même magma. L'absence de métamorphisme en bordure des filons de microgranite, n'est pas en faveur de cette dernière hypothèse, mais ne suffit pas pour l'éliminer ; elle signifie seulement que les fluides volatils n'étaient pas très abondants.

Composition minéralogique

Les porphyres quartziques d'Azegour ont une composition minéralogique identique à celle du granite. Formés de quartz, d'orthose et d'oligo-

clase en moindre quantité ils sont très pauvres en mica et en éléments accessoires (apatite, sphène et zircon). Des oxydes de fer sont finement dispersés dans les feldspaths et de petits grains de pyrite apparaissent çà et là.

Les phénocristaux de quartz sont bipyramidés, sans faces prismatiques. C'est un quartz de haute température, né quartz-béta. L'orthose est généralement beaucoup moins riche en facules d'albite que celle du granite. Cependant les filons inclus dans la bordure du granite ont des phénocristaux de perthite. Le microcline est rare, sauf dans les porphyres du Jebel Berrhous et il devient abondant dans ceux de l'Asif el Mal ; il est fortement albitisé. Cette particularité des porphyres quartziques vers l'E du massif granitique est à signaler. Le mica est généralement de la biotite, plus rarement de la muscovite.

Les porphyres quartziques résistent très bien à l'altération météorique, les échantillons recueillis en surface sont très frais, montrant seulement parfois une chloritisation partielle de la biotite et une faible séricitisation des feldspaths.

Composition chimique

Le tableau IV donne trois analyses de porphyres quartziques d'Azegour et les paramètres de C.I.P.W.-Lacroix et de Niggli correspondants. La composition chimique est très voisine de celle du granite d'Azegour ; elle correspond à celle des granites alcalins orthosiques (fig. 3). Les porphyres sont seulement un peu plus riches en quartz et en potasse (fig. 4) et un peu plus pauvres en chaux que le granite lui-même.

Nomenclature

Les porphyres quartziques d'Azegour ont été appelés : *microgranulites* et *rhyolites* par A. de la Rüe [1925] puis *microgranulites* par A. de la Rüe et L. de Chételat [1925] ; *quartzporphyres* par L. Duparc [1930] et à sa suite R. Grosclaude [1933] ; *microgranites* enfin par F. Von der Weid [1941] puis E. Raguin [1945].

Les termes de *microgranites* et *microgranulites* expriment le caractère porphyrique de ces roches et leurs compositions chimique et minéralogique, mais ils masquent les variations de structure observées. Le nom de *rhyolites* est également justifié pour celles de ces roches qui ont une pâte à structure cryptographique. Il faudrait alors conserver deux noms pour les roches filoniennes quartziques d'Azegour : *microgranites* et *rhyolites*. Cependant on ne connaît aucune coulée de rhyolite à laquelle on puisse rattacher les filons, en en faisant des voies d'arrivée des laves ; par contre, on constate leur liaison étroite avec le granite. En outre, il n'a jamais été observé de verre dans la pâte de ces roches. Enfin, les mêmes filons présentent tantôt

TABLEAU IV

Analyses de porphyres quartziques d'Azegour

	1	2	3
SiO_2	75,88	76,10	74,39
Al_2O_3	12,41	12,22	12,10
Fe_2O_3	1,51	1,44	0,08
FeO	—	—	3,44
MnO	—	—	0,17
MgO	0,15	0,09	0,21
CaO	0,50	0,16	0,13
Na_2O	2,40	2,81	2,88
K_2O	6,02	7,09	5,61
P_2O_5	—	—	0,10
H_2O	0,59	0,62	0,34
Total	99,46	100,53	99,45

Composition virtuelle et paramètres C.I.P.W. Lacroix

Quartz	37,61	32,44	32,88
Orthose	35,58	41.92	33,21
Albite	20,28	23,27	24,35
Anorthite	2,47	—	—
Corindon	1,03	—	1,27
Pyroxènes	0,38	0,99	7,07
Minerais	1,51	1,30	0,11
Apatite	—	—	0,21
Paramètres	I.3(4).1′.3′	I.′4.1.2(3)	I′.(3)4.1.3.

Paramètres de Niggli

al	47,7	45,5	42,2
fm	8,6	7,6	19,9
alk	40,2	45,8	37,2
c	3,5	1,1	0,7
si	494	480	440
k	0,62	0,63	0,57
qz	233	198	191
mg	0,17	0,11	0,09

1 et 2. — Analyses R. GROSCLAUDE [1933] (celui-ci donne une troisième analyse de porphyre quartzique mais elle est inutilisable à cause d'une erreur dans la publication de 1 %, portant probablement sur les alcalis).

3. — Filon de porphyre quartzique à 1 km au NNE de l'entrée de la mine d'Azegour (223,20-67,00). Analyse P. COISSET, *Lab. Div. Mines Géol., Rabat*, 1952.

un faciès rhyolitique, tantôt un faciès microgranitique, sans qu'il soit possible de distinguer des venues différentes dans la même cassure ; bien au contraire, les structures révélent une continuité entre les types extrêmes. Ces phénomènes de passage des microgranites à des faciès de laves rhyolitiques typiques sont analogues à ceux observés par L. de Launay et E. Raguin dans des filons du Massif Central [*Cf.* Raguin, 1946].

Pour marquer à la fois l'unité et la diversité des roches filoniennes quartziques, il est préférable d'utiliser, comme l'avait fait L. Duparc, un nom de groupe englobant à la fois des microgranites et des rhyolites. Il est également intéressant de rassembler (tableau III) toutes les roches filoniennes à structure porphyrique, autres que les lamprophyres, sous un même titre celui de *porphyres* et la dénomination de *porphyres quartziques* a été choisie de préférence à celle de *quartzporphyres*.

B - Porphyres sans phénocristaux de quartz

(porphyres « sans quartz »)

Ce sont des roches filoniennes de couleur brune, tantôt rougeâtre, tantôt jaunâtre, tantôt verdâtre, à deux temps de cristallisation. Dans une pâte finement grenue ou sans grain visible, apparaissent des phénocristaux roses ou jaunâtres de feldspaths et des nodules chloriteux vert-foncé. On n'observe pas de phénocristaux de quartz.

Mode de gisement

Aux environs d'Azegour, les filons de porphyres sans quartz sont généralement peu épais mais d'une grande régularité. Leur puissance est souvent de l'ordre du mètre, elle atteint exceptionnellement une dizaine de mètres sur la rive droite de l'Ouadaker au N de Tizgui. Leur extension est fréquemment très grande et on peut les suivre parfois sur plusieurs kilomètres ; mais ils n'apparaissent pas dans le paysage comme les filons de porphyres quartziques, parce que leur couleur est assez sombre et que, facilement altérables, ils ne font pas saillie sur les roches métamorphiques. La direction des filons est variable, de NNW à NNE généralement, avec un maximum de filons NNE.

Les filons de porphyre sans quartz sont très nombreux dans la région d'Azegour. En particulier autour de la mine d'Azegour et au SW du village d'Adrhous (221,0-68,4) ils forment de véritables réseaux. Ils sont fréquents aussi dans le massif de l'Erdouz au S, et dans la vallée de l'Anougal à l'E ; par contre, ils sont plus rares à l'W vers la vallée de l'Asif el Mal. Dans la région d'Azegour ils sont irrégulièrement distribués ; il ne semble

pas y avoir de relation entre eux et le massif granitique. Les plus puissants se trouvent au N de ce massif, sur les flancs S et N du Jebel Aborji, à proximité de la mine d'Azegour et sur le flanc W de la vallée de l'Anougal.

Ils apparaissent aussi bien dans les roches métamorphiques que dans le granite et ils recoupent les filons de microgranite.

Les exemples de filons traversant le granite sont nombreux : à proximité du barrage, vers le N sur la rive gauche de l'Ouadaker et vers le S sur la rive droite immédiatement au S du village minier ; un autre pénètre dans le granite à l'W de Tizgui (222,00-67,40) et se suit jusqu'au contact du Crétacé de recouvrement ; d'autres encore se rencontrent dans le granite au hameau du Talat Zougouar (221,50-68,20), au col de Douzrou (218,40-69,60) et à proximité d'Anefrioune (216,84-70,00) et (217,60-70,10).

Tous les principaux filons de porphyres, quartziques ou non, ayant une direction voisine de NS, il est rare de pouvoir observer leurs relations mutuelles. Au N de Tizgui, dans la vallée de l'Ouadaker, on trouve dans la même cassure, côte à côte, un filon de porphyre sans quartz et un filon de porphyre quartzique ; le contact entre les deux roches est brutal, on n'observe pas de réaction entre elles et on ne peut rien conclure sur l'âge relatif des mises en place. Par contre, sur le plateau qui domine au NNE la mine d'Azegour, à la cote 1 686 m (223,26-67,10) un filon de microdiorite coupe à l'emporte-pièce un filon de microgranite.

Structures

Comme dans les porphyres quartziques, on observe, dans les porphyres sans quartz, de grandes variations de la proportion de phénocristaux et de la structure de la pâte. La pâte ne présente jamais de caractères d'orientation : aucun alignement de microlites, aucune fluidalité. On peut distinguer cinq types de structure dont quatre sont nettement porphyriques :

1 — *Structure vitrophyrique* (Johannsen). Les phénocristaux de plagioclases, non corrodés et généralement nombreux, sont enrobés dans une pâte constituée en majeure partie de verre plus ou moins chloritisé (pl. 5, photo 1). Dans le verre commencent à s'individualiser de très petites aiguilles de feldspaths. Cette structure ne s'observe que rarement, dans de petits filons.

2 — *Structure hyalopilitique* (Rosenbusch). Les phénocristaux de plagioclases sont nombreux et non corrodés. Dans la pâte d'abondants microlites de plagioclases forment un feutrage imprégné de verre (pl. 5, photo 2). On trouve des intermédiaires entre cette structure et la structure vitrophyrique ; les microlites deviennent très petits et moins nombreux, tandis que la proportion de verre augmente. Cette structure est représentée dans quelques petits filons.

3 — *Structure microgrenue.* La pâte, dans laquelle nagent les phénocristaux, est holocristalline, à peu près entièrement constituée de petits cristaux automorphes de plagioclases, faiblement allongés, avec très peu

de quartz intersticiel, de la chlorite et de la calcite d'altération (pl. 5, photo 3). La grosseur des cristaux de plagioclases est très variable, elle atteint fréquemment 0,1 × 0,25 mm. Comme ils sont trapus, ils ne se recoupent pas et ne forment pas de trame. Lorsqu'ils sont très petits, il apparaît généralement du verre intersticiel et la structure devient hyalopilitique. La structure microgrenue est la plus fréquente dans les filons de porphyres « sans quartz » d'Azegour.

4 — *Structure grenue.* La roche ne présente pas de phénocristaux. Les cristaux de plagioclases, assez trapus, atteignant 1 mm de longueur, sont disposés en tous sens et ne forment pas de trame (pl. 5, photo 4). Cette structure se rencontre dans quelques gros filons.

Les structures des porphyres « sans quartz » d'Azegour sont nettement différentes de celles des porphyres quartziques. Ceci est sans doute dû à la différence de composition des roches car le mode de gisement reste le même. Les structures forment deux séries analogues allant de la structure grenue à des structures typiques de laves, sauf des caractères de fluidalité. Diverses structures s'observent sur le même filon, et on a une nette impression de continuité entre les divers types. La structure microgrenue est la plus commune et on peut ainsi la qualifier de « normale » pour les filons de la région d'Azegour. La structure grenue se rencontre dans les gros filons, tandis que la structure vitrophyrique se présente dans les petits filons. Les différences de structures observées paraissent dès lors provenir surtout de la vitesse de refroidissement des filons, comme pour les porphyres quartziques.

Il est à remarquer qu'il existe plusieurs petits massifs de diorite dans un rayon d'une vingtaine de kilomètres autour d'Azegour, tandis qu'on ne connaît aucune coulée de lave qui puisse être en rapport avec les filons de porphyre « sans quartz » d'Azegour.

Composition minéralogique

Les feldspaths dominent largement dans les porphyres « sans quartz » d'Azegour, ils représentent 65 à 80 % environ de la masse de la roche. Ce sont normalement de l'andésine à 30-40 % d'anorthite, parfois de l'oligoclase à 25-30 % An. Ces plagioclases forment la majorité des phénocristaux et des cristaux ou microlites de la pâte, leur forme détermine la structure de la roche. L'orthose se rencontre dans presque toutes les plaques minces, rarement en phénocristaux corrodés, le plus souvent en petits cristaux dans la pâte : ces cristaux ont des bords beaucoup plus irréguliers que ceux de plagioclases. La teneur en orthose est très variable : tantôt très faible, tantôt comparable à la teneur en plagioclases : elle devient très

forte dans quelques cas particuliers (microsyénites orthosiques) (pl. 3, photo 3). Les feldspaths sont altérés, troubles, souvent profondément séricitisés.

Le quartz est rare dans la majorité des échantillons ; il ne forme jamais de phénocristaux ; mais parfois il se trouve en quantité relativement élevée (10 à 20 %) en petits grains intersticiels dans la pâte.

Les minéraux ferro-magnésiens sont presque toujours très altérés. Leurs phénocristaux sont transformés en un mélange de chlorite et de carbonate (calcite ou dolomie). La pâte est imprégnée de chlorite et parfois, localement, de carbonates. La chlorite est une delessite : elle forme souvent de petits nodules (1 à 5 mm) qui donnent aux échantillons macroscopiques un cachet particulier. Ces nodules contiennent assez souvent quelques fibres résiduelles d'amphibole et dans certaines plaques minces on trouve encore des phénocristaux de hornblende verte plus ou moins profondément chloritisés. La hornblende apparaît ainsi comme le minéral ferromagnésien normal de ces porphyres. La biotite est très rare, sauf dans des cas spéciaux.

L'abondance relative de l'apatite et surtout du sphène est très caractéristique des porphyres « sans quartz », par opposition aux porphyres quartziques où ces minéraux sont très rares. Certaines plaques minces contiennent plus de 1 % de sphène en petits grains allotriomorphes parsemant la pâte. La pyrite est fréquente, mais presque toujours entièrement limonitisée. Certaines roches sont très imprégnées d'oxydes de fer (limonite) d'altération. La magnétite se rencontre aussi parfois en petits grains.

D'après la composition minéralogique des porphyres, on ne peut déceler aucun métamorphisme dû au granite ; ce qui concorde avec le fait que, dans leur mode de gisement, les porphyres paraissent postérieurs à la mise en place du granite. Cependant, il est intéressant de signaler trois cas particuliers où la composition minéralogique des porphyres s'écarte de la normale.

a) *Enrichissement en amphiboles.* Le filon de microdiorite qui traverse la bande calcaire au-dessus de l'entrée de la mine d'Azegour est riche en hornblende verte. Celle-ci se présente en petits cristaux, généralement aciculaires, distribués uniformément dans la roche et parfois en agrégats de cristaux assez trapus. Le filon est recoupé par une cassure E-W à remplissage de quartz et d'oxydes de fer, et au contact de cette cassure la microdiorite change de faciès. Le grain devient très fin et à contour arrondi, les phénocristaux disparaissent, par contre la proportion de hornblende augmente beaucoup. Localement la roche est complètement imprégnée de limonite qui vient pseudomorphoser l'amphibole.

Un phénomène analogue s'observe sur le même filon dans le ravin du secteur nord (222,9-66,6) au passage d'une zone injectée de quartz, d'oxydes de fer et de barytine. Le filon s'amenuise, devient irrégulier et tortueux, puis est interrompu. La microdiorite prend une teinte vert foncé, son grain est alors très fin. La hornblende est abondante. Il s'y ajoute, en association étroite, de la biotite brun-verdâtre.

Dans ces deux cas, la microdiorite se rapproche d'une spessartite. La ressemblance avec la roche-type de Spessart est frappante en plaque mince, cependant la proportion de hornblende reste toujours beaucoup plus faible (20 % environ au maximum).

b) Enrichissement en biotite. Dans la zone de calcaires imprégnés de quartz, oxydes de fer et barytine, du ravin du secteur nord, dont il vient d'être question, on trouve de minces filons, discontinus, d'une roche noire, compacte, relativement riche en pyrite. On ne peut raccorder avec certitude ces filons à ceux de microdiorite qui se trouvent au N et au S de la zone. En plaque mince, la roche apparaît formée de petits cristaux de plagioclase, comme les microdiorites ; mais ce fond feldspathique est complètement envahi par de la biotite accompagnée de hornblende verte et de très nombreux granules de sphène. Le mica se développe en petites paillettes dans les cristaux de feldspaths, à la manière de la séricite d'altération, il forme souvent des amas écailleux. Sa coloration est très variable, parfois à l'intérieur d'une même paillette, elle va de brun très clair à brun foncé ; les paillettes fortement colorées sont aussi très pléochroïques.

La richesse en amphibole de la microdiorite traversant des calcaires peut être attribuée à un phénomène d'endomorphisme. En effet, le filon se poursuit dans des schistes, au-delà des calcaires ; il ne contient plus alors de cristaux aciculaires d'amphibole. Les transformations que le filon subit à la traversée d'accidents E-W marqués par des venues hydrothermales paraissent indiquer que la mise en place des filons de porphyres sans quartz est contemporaine de la formation des accidents. Ceci concorde avec les observations faites dans le gisement, montrant que ces accidents et les filons de porphyres « sans quartz » sont postérieurs à la minéralisation principale.

c) Formation d'épidote aux dépens des plagioclases. Dans un filon de microdiorite se trouvant sur la crête, au N de l'Azib n'Tizgui (222,20-68,80), les cristaux d'andésine, en particulier les phénocristaux, sont envahis par de l'épidote qui se développe parfois jusqu'à remplacer presque entièrement le feldspath. L'épidote est en grains xénomorphes de grosseur très variable, qui va jusqu'à atteindre celle des cristaux d'andésine. Les grains d'épidote ont parfois une orientation commune dans un même cristal de feldspath. Un échantillon provenant d'un filon de microdiorite au N de Tizgui contient aussi de l'épidote mais en quantité bien moindre.

Le développement d'épidote aux dépens des plagioclases des porphyres « sans quartz » est cependant assez exceptionnel. Il ne peut en aucune façon être attribué à une action de métamorphisme de la part du granite. L'épidote n'est en effet accompagnée d'aucun minéral de métamorphisme et la chlorite reste intacte, alors que dans les roches encaissantes les minéraux de métamorphisme abondent et la chlorite a fait place à une hornblende verte.

Composition chimique

Le tableau V donne quatre analyses de porphyres « sans quartz » d'Azegour et une analyse de la diorite de Medinet, la composition virtuelle et les paramètres de C.I.P.W.-Lacroix, et les paramètres de Niggli correspondant à chacune des roches.

Les compositions varient largement (fig. 3) : l'analyse 1 correspond à une *microdiorite*, l'analyse 2 à un *microgranite monzonitique*, l'analyse 3 à une *microsyénite alcaline* voisine des micromonzonites et l'analyse 4 à une *microsyénite alcaline orthosique* (ces dénominations expriment le caractère porphyrique des roches, mais elles ne tiennent pas compte de la nature de la pâte). L'analyse 5 donne une *diorite quartzique*. Les analyses reflètent ainsi les variations des teneurs en orthose et en quartz observées en plaques minces. D'après l'étude des plaques minces de nombreux échantillons, la grande majorité des porphyres du groupe serait représentée par un point situé dans le prisme triangulaire $P_1 - P_2 - P_3$ (fig. 3). Leur composition type serait alors celle d'une *micromonzonite*, voisine des microdiorites. Les microsyénites alcalines orthosiques constituent des cas particuliers d'extension très limitée.

TABLEAU V

Analyses de porphyres « sans quartz » d'Azegour (1)

	1	2	3	4	5
SiO_2	60,10	60,38	62,02	61,23	63,48
Al_2O_3	15,50	16,00	15,45	17,33	19,01
Fe_2O_3	3,45	3,07	3,71	1,83	0,31
FeO	1,95	3,20	0,90	2,30	2,48
MnO	0,08	0,07	0,04	0,08	0,08
MgO	2,75	3,81	1,09	0,77	2,17
CaO	4,00	3,32	3,15	0,92	4,08
Na_2O	5,15	3,37	4,55	2,58	5,50
K_2O	4,15	3,31	6,02	10,42	1,40
P_2O_5	0,60	0,27	0,54	0,52	0,08
TiO_2	1,10	0,94	1,10	0,80	0,51
H_2O^+	0,75	1,15	0,24	1,02	0,22
H_2O^-	0,65	0,65	1,01	0,34	0,25
S	—	0,38	0,10	—	0,05
CO_2	—	0,20	—	—	0,15
Total	100,23	100,12	99,92	100,14	99,77

Composition virtuelle et paramètres C.I.P.W.-Lacroix

Quartz	5,24	16,07	7,45	3,97	12,96
Orthose	24,52	19,57	35,58	61,66	8,31
Albite	43,54	28,51	38,16	21,80	46,61
Anorthite	6,89	13,48	3,92	1,17	19,18
Corindon	—	1,92	—	1,35	1,33
Pyroxènes	10,67	10,66	5,71	3,46	8,83
Oxydes de fer	4,49	4,45	3,71	2,64	0,46
Ilménite	2,10	1,79	1,49	1,52	0,91
Apatite	1,30	0,61	1,23	1,20	0,16
Sphène		—	0,76	—	—
Pyrite		0,71	0,40	—	0,12
Paramètres	II.5.'2. (3)4	II.4.2(3).3	I(II).'5.1'.3	I'.5.1.2	I(II).4(5). (2)3.4(5)

Paramètres de Niggli

al	31,0	32,4	35,2	41,2	40,7
fm	28,6	37,0	20,1	17,9	20,6
c	14,5	12,2	13,0	3,9	16,0
alk	25,9	18,4	31,7	37,0	22,7
si	204	208	239	247	232
k	0,35	0,39	0,47	0,72	0,14
mg	0,49	0,55	0,31	0,26	0,57
qz	0	33	12	0	41

Tous ces porphyres présentent quelques caractères chimiques communs qui justifient, après les caractères de mode de gisement, de structure et de composition minéralogique, leur réunion en un groupe :

a) *Teneur en quartz* exprimée par le paramètre q (4-5) et mieux encore par qz (quartz libre) (0 à 40), faible, si on la compare à celle du granite (qz = 160) et des porphyres quartziques (qz = 200). La figure 4 montre nettement, en fonction du paramètre qz, la séparation de ce groupe de celui des porphyres quartziques.

b) *Teneur en chaux* relativement élevée (c = 12 à 16) par rapport au granite (c = 4 à 6) et aux porphyres quartziques (c = 0,7 à 3,5). Mais il y a des exceptions correspondant aux microsyénites (c = 3,9).

c) *Teneur en ferromagnésiens* généralement plus élevée (fm = 18 à 37) que celle du granite (fm = 10 à 14) et des porphyres quartziques (fm = 8 à 20).

d) *Teneur en titane*, sous forme de sphène, constamment bien supérieure à celles du granite et des porphyres quartziques.

Légende du tableau V

1. Filon de porphyre (microdiorite) situé sur la crête au-dessus de l'atelier de la mine (222,80-66,40). Analyse P. Coisset, *Lab. Div. Mines Géol., Rabat*, 1952.

2. Filon de porphyre (microgranite monzonitique) formant crête sur la rive droite de l'Ouadaker, au N de la mine de Tizgui (223,5-68,7). Analyse T. de Cichocki, *Lab. Div. Mines Géol., Rabat*. 1955.

3. Filon de porphyre (microsyénite alcaline) situé dans le granite sur la rive gauche de l'Ouadaker, au S de l'usine de traitement des minerais (222,55-66,09). Analyse T. de Cichocki, *Lab. Div. Mines Géol., Rabat*, 1955.

4. — Filon de porphyre (microsyénite alcaline orthosique) situé sur la rive droite de l'Ouadaker, près du barrage d'irrigation de Tizgui (222,59-67,17). Analyse T. de Cichocki, *Lab. Div. Mines Géol., Rabat*, 1955.

5. Diorite de Medinet. Analyse R. Frey, *Lab. Div. Mines Géol.*, 1937.

(1) R. Groscladde [1933] a publié une analyse de « porphyrite », mais le total présente un excès de 1,34 % qui rend l'analyse suspecte. Elle correspondrait à une « microsyénite alcaline orthoso-albitique » (II.5.1'.4).

Nomenclature

Pour désigner les porphyres « sans quartz » d'Azegour, il faut tenir compte à la fois de leur structure et de leur composition chimique et minéralogique. On sera ainsi amené à donner un grand nombre de noms suivant les échantillons et on distinguera : des *andésites*, des *trachy-andésites*, des *microdiorites*, des *micromonzonites*, des *microgranites monzonitiques* et des *microsyénites*. Ceci explique les diverses dénominations employées par les pétrographes qui ont examiné des plaques minces de ces roches. Mais il y a là un danger : celui de généraliser à l'ensemble des filons un nom applicable seulement aux quelques échantillons étudiés ; on masque ainsi la richesse des variétés. Inversement, l'utilisation de multiples noms tend à diviser une unité qui ressort nettement des conditions de gisement et des similitudes de compositions chimique et minéralogique. Il est alors préférable de grouper tous ces porphyres, comme l'avait fait L. Duparc [1932], sous une dénomination unique qui les différencie nettement du groupe homogène des *porphyres quartziques*. Un caractère qui permet une distinction immédiate sur le terrain est la présence ou l'absence de phénocristaux de quartz. On peut donc désigner le groupe par l'expression de *porphyres sans phénocristaux de quartz*. Mais, pour mieux marquer l'opposition avec le groupe des *porphyres quartziques*, et par simplification, on a utilisé le nom de *porphyres « sans quartz »*, bien que le quartz microscopique soit presque toujours présent et parfois en quantité assez importante pour que la composition atteigne celle de microgranites monzonitiques.

4 — LAMPROPHYRES (minettes)

Ce sont des roches filoniennes gris verdâtre devenant rougeâtres, puis jaunâtres et friables, par altération. Elles contiennent de très nombreux phénocristaux d'apatite en aiguilles blanchâtres atteignant 20 × 1 mm, et de biotite en paillettes atteignant 5 mm de diamètre, dans une pâte holocristalline à grain fin. Tous les caractères de ces roches concordent avec ceux des *minettes*.

Mode de gisement

On ne connaît que quelques petits filons de lamprophyres à Azegour. Ils se trouvent dans un petit affleurement de terrains paléozoïques, apparaissant en fenêtre dans le Crétacé inférieur, près du marabout de Sidi Mohand ou M'bark (223,0-65,2). Ils ont une puissance de 0,5 à 2 m ; ils ne sont visibles que sur une longueur maximale d'une centaine de mètres. Ils traversent aussi bien le granite que les schistes métamorphiques. Leur direction est SSW, mais ils s'insinuent localement dans une cassure WSW du granite à remplissage de fragments de granite soudés par des oxydes

de fer et de la barytine. Aucun filon de porphyre ne se trouvant dans cette zone, on ne peut pas faire d'observation sur les rapports existant entre eux et les lamprophyres. On peut seulement dire que les lamprophyres sont nettement postérieurs à la mise en place du granite.

TABLEAU VI

Analyse d'une minette d'Azegour

Analyse (1)		Composition virtuelle (2)		Composition minéralogique	
SiO_2	41,61	Quartz	0,67		—
TiO_2	2,36	Orthose	41,98		
Al_2O_3	11,65	Albite	11,84		41
Fe_2O_3	5,44	Anorthite	4,48		
FeO	2,38	Diopside	0,37		—
MnO	0,28	Hypersthène	5,81		—
MgO	5,40	Magnétite	6,98		4
CaO	10,50	Hématite	0,62		
Na_2O	1,40	Rutile	2,36		—
K_2O	7,10	Apatite	8,20		8
P_2O_5	3,46				
CO_2	7,50	Calcite	0,61		15
F	n.d.	Dolomie	15,35		
H_2O^+	0,50	Biotite	—		32
H_2O^-	0,12	$H_2O,(O\text{-}F_2)$	0,44		—
Total	99,70		99,71		100

Paramètres (3) **C.I.P.W.-Lacroix :** II.5.(1)2.2.

Paramètres de Niggli : al = 24,3, fm = 33,7, c = 21,1, alk = 20,9, si = 148, k = 0,77, si' = 183,6, ti = 6,3, p = 5,2.

(1) Minette fraîche, verdâtre. Analyse T. DE CICHOCKI, *Lab. Div. Mines Géol., Rabat*, 1950.

(2) Les carbonates ont été calculés d'après une analyse de la fraction de la roche soluble dans l'acide acétique à 10 % qui a donné les proportions suivantes :

CO_3Ca 55,3 % ; CO_3Mg 39,6 % ; CO_3Fe 5,1 % (Analyse T. DE CICHOCKI).

(3) Les paramètres sont calculés après élimination des carbonates de l'analyse.

Structure et composition minéralogique

Les minettes d'Azegour ont une structure porphyrique (pl. 3, photo 4). Outre les phénocristaux d'apatite et de biotite, visibles à l'œil nu, on trouve en plaques minces des sections polygonales, remplies de dolomie et de quartz, qui représentent peut être des phénocristaux de feldspaths entièrement pseudomorphosés.

La pâte est formée d'orthose, de biotite et de dolomie. L'orthose est en baguettes de 0,5 × 0,1 mm, parfois beaucoup plus allongées, souvent légèrement tordues et à extinction roulante. Leurs bords sont dentelés. Elles contiennent d'innombrables aiguilles (0,01 × 0,001 mm) de rutile parfois disposées en arêtes de poisson. La biotite est en paillettes de grosseur très variable, passant sans discontinuité aux phénocristaux. Elle est très pléochroïque : brun rouge foncé à presque incolore. La dolomie imprègne la roche fraîche, en petits grains xénomorphes, souvent tachés d'oxydes de fer ; elle englobe de nombreux petits prismes de rutile. La pâte contient en outre quelques minuscules aiguilles d'apatite et de petits (0,05 mm) octaèdres de magnétite.

Les filons de minettes sont très altérés en surface. La roche devient rougeâtre puis jaunâtre par formation d'hématite puis de limonite aux dépens de la biotite qui se décolore mais ne se chloritise pas. La dolomie est lessivée au cours de cette altération et la roche devient poreuse et friable. On peut alors se demander si la dolomie est un constituant primaire de la roche ou si elle provient de venues hydrothermales postérieures à la formation des minettes ; les divers arguments qu'on peut avancer [Permingeat, 1954] ne permettent pas de trancher nettement la question.

Composition chimique

Le tableau VI donne une analyse de minette fraîche, la composition virtuelle correspondante et les paramètres de C.I.P.W.-Lacroix et de Niggli, ainsi que la composition minéralogique mesurée à la platine intégratrice. La composition est celle d'une syénite potassique (fig. 3). Une analyse de roche altérée, [Permingeat, 1954], exempte de carbonates, donne des résultats comparables à ceux de l'analyse de roche fraîche, lorsqu'on élimine les carbonates de celle-ci. Au cours de l'altération il y a eu oxydation du fer ferreux et une légère perte d'alcalis se traduisant par l'apparition de corindon et de quartz libre dans la composition virtuelle. On remarquera les teneurs, relativement très élevées, en titane et surtout en phosphore.

HYPOTHÈSES SUR LES RELATIONS ENTRE LE GRANITE D'AZEGOUR ET LES FILONS DE PORPHYRES

Les porphyres quartziques sont étroitement apparentés au granite par leur composition. En outre ils semblent issus du granite lui-même, comme s'ils représentaient en quelque sorte son prolongement. Par contre aucune liaison immédiate n'apparaît entre le granite et les porphyres « sans quartz » ; cependant leur répartition et leur composition indiquent une relation profonde. Parmi les multiples hypothèses que l'on peut émettre, on s'arrêtera à la plus simple qui suffit à rendre compte des faits d'observation.

Le vaste batholite granitique hercynien qui, d'après L. NELTNER [1935], s'étendrait sous la majeure partie du Haut Atlas central, aurait plutôt une composition se rapprochant de celle des diorites. Les pointements de granite de l'Atlas, tels que celui d'Azegour résulteraient de la différenciation de ce magma et ils auraient eux-mêmes donné naissance aux filons de porphyres quartziques. Par contre les filons de porphyres « sans quartz » et les divers pointements « dioritiques », tels que ceux de Medinet et de l'Anougal proviendraient directement du magma granodioritique continuant à évoluer après le départ des granites.

L'âge relatif du granite et des porphyres se déduit immédiatement de l'hypothèse : les porphyres « sans quartz » sont en effet postérieurs aux porphyres quartziques, eux-mêmes postérieurs au granite. La constance de composition des porphyres quartziques opposée aux larges fluctuations observables dans les porphyres « sans quartz » concorde aussi avec l'hypothèse d'une différenciation en pleine activité pour ces derniers, en voie d'achèvement pour les premiers.

En comparant les compositions chimiques et minéralogiques des diverses roches éruptives hercyniennes d'Azegour on peut tracer quelques grandes lignes de l'évolution du magma « granodioritique ». Le départ granitique est caractérisé par une forte concentration en silice et en alcalis, plus spécialement en potasse, cette concentration s'est poursuivie dans les porphyres quartziques (fig. 4). Simultanément les teneurs en calcium et en magnésium ont diminué. Le granite et les porphyres quartziques sont à peu près entièrement dépourvus de minéraux magnésiens, par contre ils sont assez

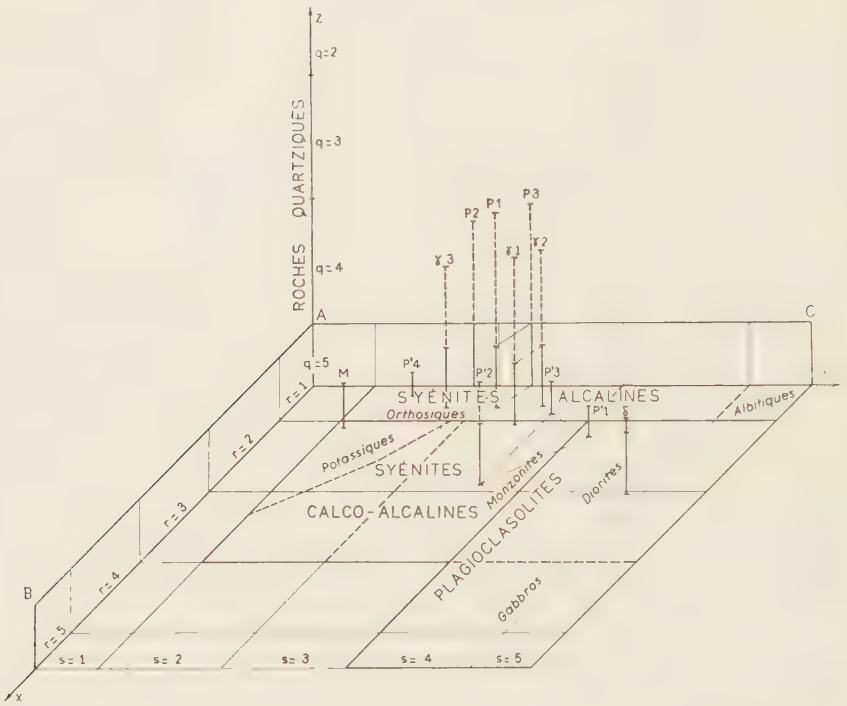


FIG. 3. — Représentation graphique de la classification des roches éruptives de A. LACROIX.

Les roches éruptives « hercyniennes » d'Azegour sont reportées d'après les analyses chimiques : γ = granite (*Cf.* tableau II), P = porphyre quartzique (*Cf.* tableau IV) P′ = porphyre « sans quartz » et δ = diorite quartzique de Medinet (*Cf.* tableau V), M = minette (*Cf.* tableau VI). Le chiffre qui suit la lettre est le numéro de l'analyse dans le tableau correspondant.

Les coordonnées du graphique sont calculées par les formules :

$$\frac{100\ CaO}{K_2O + Na_2O + CaO}$$ correspondant au paramètre r

$$\frac{100\ NaO}{K_2O + Na_2O}$$ correspondant au paramètre s

$$\frac{(100\ quartz)}{(quartz) + (feldspaths)}$$ correspondant au paramètre q

dans lesquelles Na_2O, K_2O et CaO représentent le nombre de molécules de soude, de potasse et de chaux des coupholites (ici uniquement les feldspaths), et (quartz) et (feldspaths) les teneurs en poids pour cent de ces minéraux dans la composition virtuelle.

Le plan horizontal BAC sépare les roches quartziques (q < 5) des roches à silice saturée (q = 5) ; les cotes des points représentatifs des roches sont représentées sur le graphique, en trait plein au-dessous de ce plan, en tiretés au-dessus. Les cases de la classification de A. LACROIX sont des prismes droits rectangulaires sur le graphique. Il suffit de remplacer le nom de *syénite* par *granite* au-dessus du plan BAC et *plagioclasolite* par *plagioclasolite quartzique*. La courbe en tiretés limitant les syénites potassiques correspond au rapport en poids, dans la composition virtuelle : (orthose) : (plagioclase) = 1,67.

riches en fer. Ce phénomène se traduit par les valeurs du rapport mg de Niggli : 0,3 à 0,6 pour la diorite et les porphyres sans quartz, 0,04 à 0,3 pour le granite normal et les porphyres quartziques. Le fer paraît ainsi avoir été entraîné sélectivement avec la silice et un phénomène semblable se retrouve dans la minéralisation.

Après les départs granitiques, le magma a donné les filons de porphyres « sans quartz » puis de petits pointements dioritiques. On trouve des enrichissements locaux en quartz et surtout en potasse dans les filons de

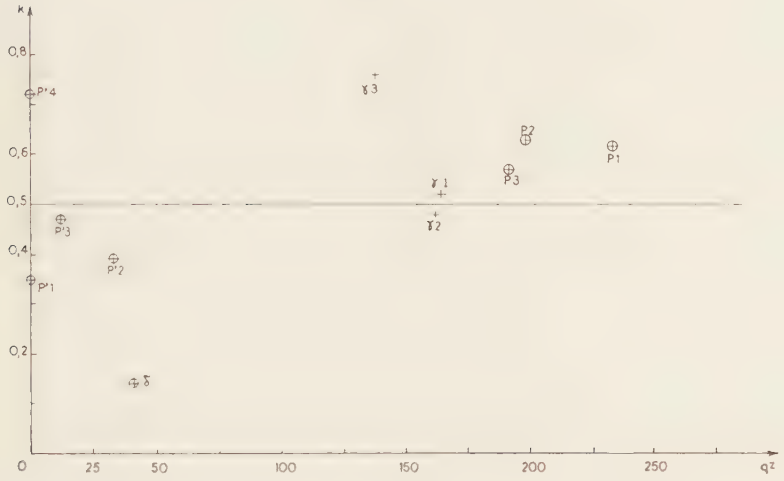


Fig. 4. — Variations du paramètre $k = K_2O : (Na_2O + K_2O)$ (en molécules) en fonction du paramètre qz (silice libre) de Niggli, pour le granite γ (*Cf.* tableau II), les porphyres quartziques P (*Cf.* tableau IV), les porphyres « sans quartz » P′ et la diorite quartzique de Medinet δ (*Cf.* tableau V). Les deux groupes de porphyres se séparent nettement.

porphyres. Et on remarque que la diorite de Medinet est plus riche en fer ro-magnésiens et en chaux que les porphyres. Il se dessine ainsi une évolu tion parallèle à celle des départs granitiques.

De l'hypothèse précédente découlent des conséquences :

a) *Du tracé des filons de porphyres quartziques* on doit pouvoir déduire l'extension en profondeur des intrusions granitiques connues et la présence de celles qui n'arrivent pas à l'affleurement. Ainsi le granite d'Azegour s'allongerait vers l'WNW sous le Jebel Berrhous, dessinant une longue

bande comparable aux feuillets granitiques du Tichka [Termier, 1945 ; Bizard et Ziegler, 1956]. Par contre il serait brutalement limité vers le N, tandis que vers l'E il s'élargirait en profondeur.

b) *Les pointements dioritiques et les filons de porphyres « sans quartz »* marqueraient des remontées locales du magma dioritique sous-jacent. Il faudrait connaître l'ensemble du réseau filonien des porphyres de l'Atlas central pour situer les granites par rapport à ces mouvements du batholite dioritique. H. et G. Termier [1945] ont mis en lumière la coexistence de granite et de diorite dans le massif du Tichka ; mais on ne dispose que de très peu de renseignements pour le reste de l'Atlas central.

c) *Les porphyres quartziques* ne pénètrent jamais franchement dans l'intérieur du granite. Par conséquent la présence d'un de ces filons dans le très petit pointement granitique voisin de la maison forestière (222,86-65,00), au SSE du village minier, indiquerait la proximité de la bordure du granite vers l'E. La direction générale N-S de cette bordure entre le village minier et Tizgui et l'absence du métamorphisme granitique au S vers Tnirt, viennent renforcer cette conclusion dont l'importance est grande du point de vue minier. On peut en effet espérer retrouver là, à faible profondeur sous le Crétacé, le prolongement vers le S de la bande calcaire minéralisée d'Azegour.

QUELQUES QUESTIONS SUR L'ORIGINE DU GRANITE D'AZEGOUR

Par la fraîcheur et la netteté de ses affleurements, le granite d'Azegour se prête admirablement à des observations de détail. Il est ainsi susceptible d'apporter sa contribution dans les controverses sur le *problème du granite*. Son aspect général suggère fortement une origine magmatique : il est alors d'autant plus intéressant de rechercher tout ce qui pourrait fournir des arguments en faveur d'une origine métasomatique (*Cf.* Perrin et Roubault, 1954). Mais de telles recherches sortent du cadre du présent travail. L'hypothèse, précédemment émise, de la formation du granite d'Azegour par différenciation d'un vaste magma « granodioritique » suffit en effet à rendre compte des faits actuellement observés.

On peut admettre, jusqu'à preuve du contraire, que *le granite d'Azegour est intrusif*. Il vient alors à l'esprit de comparer la composition globale des roches paléozoïques à celle du granite qui a pris leur place. Malheureusement les couches sont trop irrégulières pour qu'un calcul aboutisse à des chiffres ayant une valeur suffisante pour étayer une conclusion quelconque.

On doit noter que le granite, et même les porphyres quartziques, possédaient une « *puissance d'homogénéisation* » qui leur a permis de conser-

ver une composition constante à la traversée des roches les plus diverses. Le granite a pénétré dans les schistes francs vers le NE, alors qu'on aurait pu s'attendre à le voir progresser franchement vers le N où l'abondance des laves dacitiques lui ouvrait un domaine dont la composition chimique est beaucoup plus proche de la sienne. Le filon de porphyre quartzique, qui a été rencontré au sein des roches à silicates calciques, dans les travaux de la mine de Tizgui, ne montre aucun enrichissement en chaux. Par contre, les porphyres « sans quartz », traversant la bande calcaire de la mine d'Azegour, sont nettement enrichis en amphiboles. D'où provient cette différence de comportement vis-à-vis des roches encaissantes ?

La mise en place du granite a sans doute provoqué *un départ de fer et de magnésium*. On trouve un enrichissement en ces deux éléments dans les roches à silicates calciques, dont la formation s'est faite avec apport. Il est cependant impossible d'établir un bilan des migrations.

Le granite est presque totalement dépourvu de minéraux ferro-magnésiens. Ce caractère est probablement favorable à une concentration de la minéralisation car les micas, par exemple, retiennent facilement les éléments à l'état dispersé. De même, en l'absence de magnésium, le fer n'a pas été fixé, il s'est isolé sous forme d'oxydes colorant en rose les feldspaths. Peut-être est-il possible de faire un rapprochement entre ces divers phénomènes : absence de minéraux ferro-magnésiens, coloration du granite et concentration de la minéralisation ?

La pauvreté en magnésium du granite et des porphyres quartziques pourrait être évoquée pour expliquer l'absence d'endomorphisme dans ces roches. Mais on ne doit pas oublier que, dans l'hypothèse d'une différenciation du granite à partir d'un magma « granodioritique », on retrouve le magnésium en abondance à l'origine du granite. On a probablement là deux aspects d'un même problème.

Par des observations de détail extrêmement serrées, dans la région d'Azegour, on pourrait peut-être arriver à préciser s'il y a eu réellement, ou non, *individualisation des filons de porphyres quartziques à partir de la masse granitique*. En élargissant le cadre des investigations, on étayerait peut-être l'hypothèse de la liaison entre les porphyres « sans quartz » et les petits massifs de diorite quartzique, notamment celui de l'Erdouz. On pourrait aussi peut-être aborder, sous un angle différent, la question des relations entre la diorite et le granite, examinée par H. et G. Termier [1945, 1946, 1956] dans le massif du Tichka, où ils ont observé que « certains filons de microdiorite et d'andésite se présentent souvent en apophyses du diorite franc auquel les relie, d'ailleurs, une gamme nuancée de types intermédiaires ». Les porphyres « sans quartz » d'Azegour évoluent en effet localement vers des roches acides atteignant la composition de microgranites monzonitiques. La transition apparaît comme très progressive. Par contre, dans les Jebilet, on peut observer, à 5 km environ au SE de la mine de Kettara, un filon de microdiorite, traversant des schistes parsemés de pointements de gabbro, qui renferme en abondance des nodules de granite

et même de pegmatite granitique. S'agit-il dans ces divers cas d'un même phénomène de différenciation, mais à des échelles différentes ?

Si les filons de porphyres quartziques s'individualisent à partir de la masse granitique, on doit établir des *corrélations entre leur mode de formation et celui du granite*. La fréquence des faciès rhyolitiques dans les porphyres quartziques d'Azegour suggère une mise en place à l'état « liquide ». Remontant alors jusqu'au granite, par le passage continu des structures rhyolitiques aux structures grenues, on arrive à la conclusion que le granite d'Azegour a une origine magmatique. C'est le raisonnement réciproque de celui de L. Barrabé [1952] interprétant les relations entre les roches à hornblende brune et les laves des Pyrénées. Des remarques analogues s'appliquent aux porphyres « sans quartz » qui montrent le passage de la structure vitrophyrique à la structure grenue.

L'*hétérogénéité des feldspaths potassiques* du granite d'Azegour, incite à penser que l'histoire de cette roche est inscrite là. Il reste à l'interpréter. Un premier point est que, dans le cas d'une origine magmatique, il doit normalement exister une différence entre les feldspaths du cœur du massif, refroidi lentement, et ceux de la « bordure frappée » *(chilled margin)* (1). Une deuxième question est celle de la *transformation orthose-microline* [*Cf.* Mackenzie, 1954 ; Wyart et Sabatier, 1956, b] que l'on peut voir partiellement et irrégulièrement réalisée dans le granite d'Azegour. Une hypothèse a été émise sur ce sujet par V. Marmo [1955], d'après laquelle la vitesse de formation du granite jouerait un rôle déterminant pour la nature du feldspath potassique : une formation très lente donnerait du microcline, pourvu que la température ne soit pas trop élevée, car elle favoriserait l'établissement de l'équilibre au niveau le plus bas d'énergie libre de la charpente Al-Si ; tandis qu'une formation rapide ne permettrait pas un arrangement parfait de cette charpente et il se formerait de l'orthose. Le granite d'Azegour peut se comparer aux granites post-cambriens, qui sont bien souvent à orthose, tandis que les granites précambriens sont généralement à microcline [Marmo et Permingeat, 1957].

Un levé détaillé a été effectué d'une petite zone de granite, située en bordure de la piste de Toulkine, dans laquelle apparaissent des traînées discontinues de pegmatites, d'aplites, de quartz et de granite à grain fin, relativement riche en microcline. La variété des roches granitiques réalisées dans un espace restreint, la nature des passages des unes aux autres, tantôt brutaux, tantôt progressifs, expriment probablement divers stades de l'évolution du granite. Notamment il sera peut-être possible de préciser ici *les déplacements relatifs du calcium et des alcalins* [*Cf.* Jung, 1949].

(1) Cette étude est en cours à l'Université de Cambridge sous la direction de M. le Professeur C.E. Tilley.

DEUXIÈME PARTIE

LES ROCHES PALÉOZOÏQUES ET LEUR MÉTAMORPHISME

Les roches paléozoïques de la région d'Azegour, qui ont subi le métamorphisme de contact du granite, peuvent être réparties en trois grands groupes :

1 — *série schisteuse* comprenant des schistes et des grès schisteux, parfois à ciment calcaire ;

2 — *complexe volcanique* comprenant des laves dacitiques et andésitiques, toute une gamme de roches pyroclastiques correspondantes, et des roches vertes en filons et en petits amas ;

3 — *calcaires* plus ou moins purs et parfois dolomies.

Après avoir examiné, dans un premier chapitre, les conditions générales de gisement de ces roches, les trois chapitres suivants seront consacrés à leur étude microscopique. Enfin, pour comprendre la répartition des minéralisations, il sera nécessaire de préciser les particularités de gisement des diverses variétés de calcaires métamorphiques dans la mine d'Azegour.

Chapitre 3

DESCRIPTION GÉNÉRALE DES AFFLEUREMENTS

Dans la région d'Azegour, le Paléozoïque est, d'une façon générale, redressé presque à la verticale. Le pendage des couches est le plus souvent de 70 à 90° vers l'Est. Leur direction est sensiblement N-S.

Les « bandes calcaires »

Les calcaires sont les roches les plus marquantes du Paléozoïque d'Azegour. Leurs affleurements se groupent dans quatre bandes principales N-S (pl. 1) qui sont, en allant de l'E vers l'W :

1 — La *bande calcaire de l'Anougal* qui suit le flanc W de la vallée de l'Anougal.

2 — La *bande calcaire principale* qui forme la partie sud de la crête (J. Ouiazzane) séparant les vallées de l'Anougal et de l'Ouadaker. Elle est entaillée en gorges profondes par l'Ouadaker.

3 — La *bande calcaire centrale* qui, au voisinage du granite, se subdivise en plusieurs branches, dont la plus importante renferme la mine d'Azegour.

4 — La *bande calcaire de Toulkine* qui vient buter sur le granite au N du village de Toulkine.

Ces quatre « bandes calcaires » divisent le Paléozoïque d'Azegour en compartiments allongés dans la direction N-S. Après avoir examiné brièvement comment se répartissent les diverses roches dans ces compartiments, on verra comment se définit l'auréole de métamorphisme de contact du granite, puis on insistera quelque peu sur les relations entre les roches volcaniques et les calcaires, enfin on dira quelques mots sur la structure de la région.

Répartition des roches

On examinera cette répartition en allant de l'E vers l'W.

La *bande calcaire de l'Anougal* est formée en majeure partie de calcaires impurs, chargés d'éléments phylliteux et passant à des calcschistes en couches régulières. A l'E de cette bande, le Paléozoïque est essentiellement schisteux ; il est lardé de gros filons N-S de porphyres quartziques. Le pendage des couches est à peu près vertical, légèrement orienté vers l'E.

A *l'W de la bande calcaire de l'Anougal*, la série, d'abord schisteuse, devient en majeure partie volcanique à l'approche de la bande calcaire principale. Ce sont surtout des roches pyroclastiques formées de matériel andésitique, auxquelles s'ajoutent des filons et de petits amas de roches vertes. On notera un gros filon N-S de porphyre « sans quartz ».

La *bande calcaire principale* est constituée de calcaires beaucoup plus massifs que ceux de la bande de l'Anougal. Ils sont souvent purs. Localement, des dolomies prennent la place des calcaires, par exemple au voisinage du hameau de Tazguia (225,2-69,3).

A *l'W de la bande calcaire principale* et jusqu'à la bande calcaire centrale, on ne trouve que des schistes coupés de rares filons de roches vertes, et d'importants filons N-S de porphyres quartziques. Les couches ont un pendage de 70 à 90° E.

La *bande calcaire centrale* est beaucoup plus complexe que les autres bandes calcaires. Au N, elle est constituée de bancs calcaires généralement massifs qui plongent à la verticale du côté est, tandis que du côté ouest, ils sont repliés en voûte, dessinant un anticlinal entre les deux sommets du jebel Aborji. Deux importants paquets schisteux paraissent reposer sur les calcaires : l'un en bordure de la plaine près du village de Tizguine, l'autre entre les sommets du jebel Aborji. Ce dernier contient des roches pyroclastiques andésitiques ; mais on remarque que les roches volcaniques sont rares vers le N tandis qu'elles deviennent très abondantes vers le S. Quelques petites intercalations schisteuses se trouvent entre les bancs calcaires.

Au S, du côté du granite, la bande calcaire centrale se divise en plusieurs branches. Etant donnée leur importance du point de vue de la minéralisation, ces branches ont reçu des noms particuliers, on distingue ainsi (pl. 2) :

la *bande d'Azegour-Tizgui* ou *bande calcaire centrale* proprement dite, qui est la plus importante.

la *bande est* qui se trouve à 200 m environ à l'E de la mine d'Azegour. Peu développée, elle se suit sur 500 m du N au S, avec une puissance d'une vingtaine de mètres ; vers le S, elle disparaît sous le Crétacé de couverture.

— la *bande ouest* est tronçonnée par le granite à l'W du village de Tizgui. Sur la bordure N du massif granitique réapparaissent deux petites branches calcaires qui représentent peut-être le prolongement vers le N de la bande ouest ; elles vont se coincer dans les schistes, vers le N, sans rejoindre la masse calcaire du jebel Aborji.

— la *bande d'Adrhous* qui, partant des calcaires du jebel Aborji, se développe près du village d'Adrhous, puis s'effile et vient buter sur le granite au marabout de Sidi Yahia.

Entre ces diverses branches de la bande calcaire centrale les roches volcaniques : dacites, andésites et roches pyroclastiques dacitiques prennent un grand développement. En particulier, elles constituent toute la croupe qui domine au N le village de Tizgui ; cette croupe se distingue dans le paysage par une teinte plus claire. Les roches vertes forment aussi un amas important, paraissant reposer sur le granite au SW de Tizgui.

Entre la bande calcaire centrale et la bande de Toulkine, les roches pyroclastiques sont plus abondantes que les schistes. Elles sont constituées de matériel soit andésitique soit dacitique ; vers l'W, le matériel andésitique domine. Dans leur masse on remarque quelques bancs de véritables andésites. Vers la crête du jebel Aborji au N, les roches pyroclastiques se chargent de calcaire et passent même à des calcaires purs. Plus au N encore, sur le versant qui domine la plaine du Haouz, les roches volcaniques disparaissent et font place aux schistes.

La *bande de Toulkine* est formée de calcaires massifs, avec quelques intercalations de lentilles schisteuses. Très large au voisinage du granite, elle devient étroite vers le N et se termine en pointe dans les schistes, près du marabout de Sidi Mohand ou Salah, les calcaires se chargeant de matériel volcanique.

A *l'W de la bande de Toulkine*, on trouve une large bande de grès schisteux passant localement à des grès calcareux. Ces grès viennent buter au S sur le granite au col de Douzrou, vers le N ils se poursuivent jusqu'en bordure de la plaine du Haouz, immédiatement à l'W du marabout de Sidi Mohand ou Salah.

Plus à l'W, une série schisteuse monotone s'étend sur une dizaine de kilomètres jusqu'à la vallée de l'Asif el Mal. Elle est sillonnée, sur le flanc sud du jebel Berrhous, par de nombreux filons de porphyres quartziques de direction WNW. Dans la vallée de l'Asif el Mal, notamment sur la rive gauche, apparaissent des bancs de quartzites. On notera qu'il n'existe pas de quartzites dans la région d'Azegour. L. Moret [1931] a attribué un âge silurien probable aux schistes et quartzites de l'Asif el Mal ; de même qu'à Azegour, on n'y a encore jamais trouvé de fossiles.

L'auréole de métamorphisme du granite

A plus de deux kilomètres de l'affleurement granitique d'Azegour, les schistes et les roches volcaniques ne présentent aucune trace extérieure de métamorphisme ; par contre les calcaires sont recristallisés. L'étude microscopique confirmera les caractères macroscopiques, en ne décelant outre la recristallisation des calcaires, qu'une formation sporadique d'épidote dans les feldspaths des roches vertes et l'ouralitisation de leurs pyroxènes.

Ainsi, aucun métamorphisme n'apparaît sur le versant ouest de la vallée de l'Anougal ; les calcaires des bandes « principale » et « de l'Anougal » sont recristallisés. De même sur le flanc nord des J. Aborji et J. Tizguine les calcaires des bandes « centrale » et « de Toulkine » sont entièrement recristallisés, tandis que les schistes ne montrent aucune trace de métamorphisme. On note deux variétés de schistes : des *schistes jaunes*, tendres et très fissiles et des *schistes gris* un peu plus durs. Les schistes gris dominent largement, les schistes jaunes ne constituant que quelques passées plus ou moins importantes, notamment entre les sommets du J. Aborji et au marabout de Sidi Mohand ou Salah. Enfin, ni les schistes gris qui forment la partie occidentale du J. Tizguine et le J. Berrhous, ni les schistes verts de la vallée de l'Anougal ne présentent quelque caractère de métamorphisme.

Il est intéressant de noter aussi que les schistes qui apparaissent, au S du Crétacé de couverture d'Azegour, à la faveur de la faille de Medinet, ne sont pas métamorphiques.

On aurait pu en effet s'attendre à retrouver le granite entre Tnirt et la vallée de l'Anougal, ou tout au moins des roches ayant subi son métamorphisme de contact. Cependant, dans la vallée de l'Ouadaker, à 1,5 km au S de Tnirt, il existe un petit paquet de calcaires transformés en grenatites, coincé dans la branche principale de l'accident de Medinet ; ces grenatites contiennent même un peu de molybdénite et des traces de scheelite. Dans l'ignorance où nous sommes de la géométrie de l'accident de Medinet, il est impossible de dire si ces grenatites ont ou non un rapport avec le granite d'Azegour.

Si maintenant on se rapproche du granite d'Azegour, en suivant les bandes de terrain N-S et en partant par exemple de la crête du jebel Aborji, on constate des changements progressifs dans les schistes, beaucoup plus brutaux dans les calcaires.

Les *schistes gris ou jaunes* de la crête du jebel Aborji ne présentent aucune trace de métamorphisme. Sur le flanc sud, de petites taches arrondies apparaissent dans les schistes ; les deux variétés de schistes, gris ou jaunes, restent nettement distinctes. C'est la *zone des schistes tachetés*. Cette zone s'étend approximativement jusqu'à la vallée de l'Asif n'Adrhous.

Là, les schistes deviennent plus compacts, se chargent de biotite en très fines paillettes. Les taches sont beaucoup plus abondantes. On ne peut plus faire la distinction entre schistes gris et schistes jaunes, il y a uniformisation du faciès. C'est la *zone des schistes noduleux micacés* qui s'étend jusqu'au voisinage immédiat du granite. Là, les schistes deviennent compacts, la schistosité est presque entièrement effacée : c'est la *zone des cornéennes*. Cette zone est peu développée autour du granite. On remarque que certains bancs conservent leur texture schisteuse jusqu'au contact du granite, tandis que d'autres sont transformés en cornéennes sur plusieurs centaines de mètres de distance. En outre, à côté des cornéennes normales à biotite, on rencontre parfois un type spécial à muscovite. Ces *cornéennes à muscovite* sont relativement abondantes autour de la mine d'Azegour, entre la « bande calcaire est » et le contact du granite. Elles constituent aussi la partie schisteuse du pointement paléozoïque dans le Crétacé, près du marabout de Sidi Mohand ou Mbark. Ailleurs, elles sont rares. Enfin, au contact même du granite, au-dessous du carreau de la mine d'Azegour, on note, dans les cornéennes, des micro-injections feldspathiques qui ne s'étendent guère au-delà de 1 m à partir du granite. De telles *cornéennes feldspathisées* sont rares et n'ont été observées que sur la bordure ouest du granite.

Les *dacites et les roches pyroclastiques dacitiques* ne subissent aucun changement dans la zone des schistes tachetés. Dans la zone des schistes noduleux micacés, elles se chargent d'amphibole verte et de biotite en proportions variables ; elles deviennent très compactes et dures. Aucun autre changement notable ne se produit jusqu'au contact du granite ; il se dessine parfois un rubannement dans les roches pyroclastiques.

Les *andésites et les roches pyroclastiques andésitiques* subissent des transformations parallèles. A partir de la zone des schistes noduleux micacés, il se forme de la hornblende verte en plus ou moins grande abondance, parfois au point de donner de véritables amphibolites.

Les *roches vertes* sont déjà riches en hornblende au-delà de la zone des schistes tachetés. A l'intérieur de l'auréole de métamorphisme, on constate seulement un enrichissement en hornblende verte conduisant parfois à des amphibolites qu'il est impossible de distinguer de celles provenant du métamorphisme de roches andésitiques. On notera que la hornblende se développe souvent dans les fissures des roches, comme si elle possédait une mobilité particulière.

Les *grès*, à l'W de la bande de Toulkine, deviennent compacts à l'approche du granite. Leur faciès varie suivant la nature et l'abondance du ciment. Les grès à ciment phylliteux abondant ont donné des roches se rapprochant des schistes métamorphiques. Par contre, dans les grès à ciment calcareux il s'est développé de la hornblende verte, et lorsque le ciment était assez abondant, du pyroxène diopsidique et même parfois du grenat (grossulaire-andradite), comme dans les calcaires métamorphiques.

Le *métamorphisme de contact des calcaires* apparaît très nettement le long de la « bande calcaire d'Azegour ». Au N, sur le jebel Aborji et le versant qui domine la plaine du Haouz, on ne trouve que des calcaires recristallisés, ne contenant aucun minéral de métamorphisme. Vers le S, au lieu dit Entifa, dans le fond de la vallée d'Adrhous, on rencontre des lentilles de grenatites et de pyroxénites ; des travaux miniers ont été effectués sur les grenatites qui sont minéralisées en molybdénite. En continuant vers le S le long de la bande calcaire, on observe, jusqu'au granite, une succession de lentilles plus ou moins importantes de roches à silicates calciques (grenatites et pyroxénites principalement) et de calcaires recristallisés, associées à

des roches volcaniques. Les roches à silicates calciques sont tantôt de couleur claire, constituées de grenat grossulaire et diopside auxquels s'ajoute de l'idocrase et parfois de la wollastonite ; tantôt de couleur sombre, vert foncé, formées de grenats ferrifères (andradite), de pyroxènes ferrifères (hédenbergite) et en moindre quantité d'idocrase ferrifère. La minéralisation est localisée dans les roches à silicates calciques et leurs lentilles sont jalonnées par des recherches minières, avec deux centres importants : celui de Tizgui et surtout celui d'Azegour.

Ainsi, le métamorphisme de contact se traduit dans les calcaires par l'apparition brusque de roches à silicates calciques, contenant éventuellement une minéralisation en molybdénite, scheelite ou chalcopyrite dès la limite extérieure de la zone des schistes noduleux micacés. Ces roches se retrouvent sans changement notable jusqu'au contact du granite. Des calcaires recristallisés persistent aussi jusqu'au granite.

En résumé, l'examen des affleurements dans la région d'Azegour montre que le massif granitique a métamorphisé les roches sur son pourtour jusqu'à une distance maximale de 1,5 km environ. On peut ainsi définir une auréole de métamorphisme de contact du granite d'Azegour (pl. 2). Les changements qui se sont produits dans les schistes, en fonction de la distance au granite, sont très progressifs. On peut y reconnaître trois stades de métamorphisme qui permettent de subdiviser l'auréole en les trois zones classiques : *zone des schistes tachetés* à l'extérieur, *zone des schistes noduleux micacés* passant près du granite à une *zone des cornéennes* moins bien définie et moins bien développée que les précédentes. Dans les autres roches (laves, roches pyroclastiques, roches vertes et calcaires) l'effet du métamorphisme de contact est beaucoup plus brutal : les faciès métamorphiques apparaissent brusquement dans la zone des schistes noduleux micacés et se maintiennent sans changement jusqu'au granite. En particulier, dans les calcaires, les roches à silicates calciques (grenatites et pyroxénites) se rencontrent, avec leur minéralisation caractéristique (molybdénite en particulier), aussi bien à Entifa et à Adrhous, vers la limite externe de la zone des schistes noduleux micacés, qu'à Azegour ou dans la « bande ouest » au contact même du granite. Cette question de la répartition des roches à silicates calciques est très importante au point de vue de la minéralisation.

Relations entre les roches volcaniques et les calcaires

Quand on parcourt la région d'Azegour, on est frappé par l'association étroite qui existe entre les calcaires et les roches volcaniques (laves et roches pyroclastiques). L'exemple le plus typique est fourni par la « bande calcaire d'Azegour ». Celle-ci constitue une unité bien définie que l'on peut suivre sans interruption depuis Azegour jusqu'au sommet du jebel Aborji ; elle se présente dans l'ensemble comme une couche sédimentaire régulière, à tel point qu'on a bien souvent admis *a priori* son homogénéité. On a alors donné un sens absolu à l'expression « bande calcaire », et on est allé jusqu'à conclure que les roches volcaniques incluses dans la bande n'étaient que des « calcaires silicifiés ». F. Von der Weid [1941, b] a reconnu que les « calcaires silicifiés n'ont de calcaire que le nom » mais il a conservé l'expression et c'est E. Raguin [1945] qui a défini les roches volcaniques. Ces confusions ont joué un rôle dans l'interprétation de la structure de la région

et surtout dans le développement des recherches minières, c'est pourquoi il est nécessaire de les noter.

En réalité, la bande calcaire d'Azegour est essentiellement hétérogène. Elle est constituée par une succession de lentilles calcaires et volcaniques plus ou moins importantes qui se relaient sans cesse. Le métamorphisme a développé des lentilles de roches à silicates calciques qui oblitèrent les rapports entre les diverses roches. Mais au-delà de l'auréole de métamorphisme de contact, on peut observer le passage des roches volcaniques aux calcaires purs par toute une série de roches mixtes. Ce sont des roches pyroclastiques qui se chargent de calcite sédimentaire puis des calcaires à débris volcaniques.

Le passage des roches volcaniques aux calcaires est visible en bien des endroits. Par exemple, à 1,5 km environ à l'WNW du village d'Adrhous (220,67-71,00), une lentille de calcaire pur, d'une dizaine de mètres de longueur et de 0,5 m d'épaisseur, s'individualise au sein d'une masse de roches pyroclastiques.

En somme, il y a eu dans la région d'Azegour des dépôts locaux de calcaires étroitement liés aux formations volcaniques. Cependant, la sédimentation calcaire s'est développée plus franchement dans la « bande calcaire principale ». On verra les conséquences qu'a eues cette liaison entre les calcaires et les roches volcaniques, sur le développement des roches à silicates calciques, et par là sur la répartition de la minéralisation.

Structure du Paléozoïque de la région d'Azegour

Lorsqu'on simplifie à l'extrême la pétrographie de la région, en ne considérant que des « schistes » et des « bandes calcaires », on est naturellement amené à raccorder entre elles les bandes calcaires par un jeu de plissements d'axe N-S. Par exemple F. Von der Weid [1941, b] a tenté d'établir ainsi des coupes E-W, entre la vallée de l'Anougal et le granite d'Azegour. Mais si l'on considère de plus près la nature des roches, si l'on tient compte de l'allure lenticulaire des calcaires, on s'aperçoit que de telles coupes font correspondre des terrains entièrement différents. Un seul point reste indubitable : la voûte anticlinale dessinée par les calcaires sur le jebel Aborji. Mais en l'état actuel des connaissances, il est absolument impossible de raccorder avec quelque certitude la « bande d'Azegour » avec la « bande calcaire principale » par un pli synclinal ou, au contraire, la « bande calcaire de Toulkine » à la « bande principale » par un pli anticlinal, par-dessus le jebel Aborji. Il convient d'avouer son ignorance, malgré l'intérêt que présenterait du point de vue minier, une hypothèse plausible sur le prolongement des calcaires en profondeur, spécialement vers l'E de la mine d'Azegour.

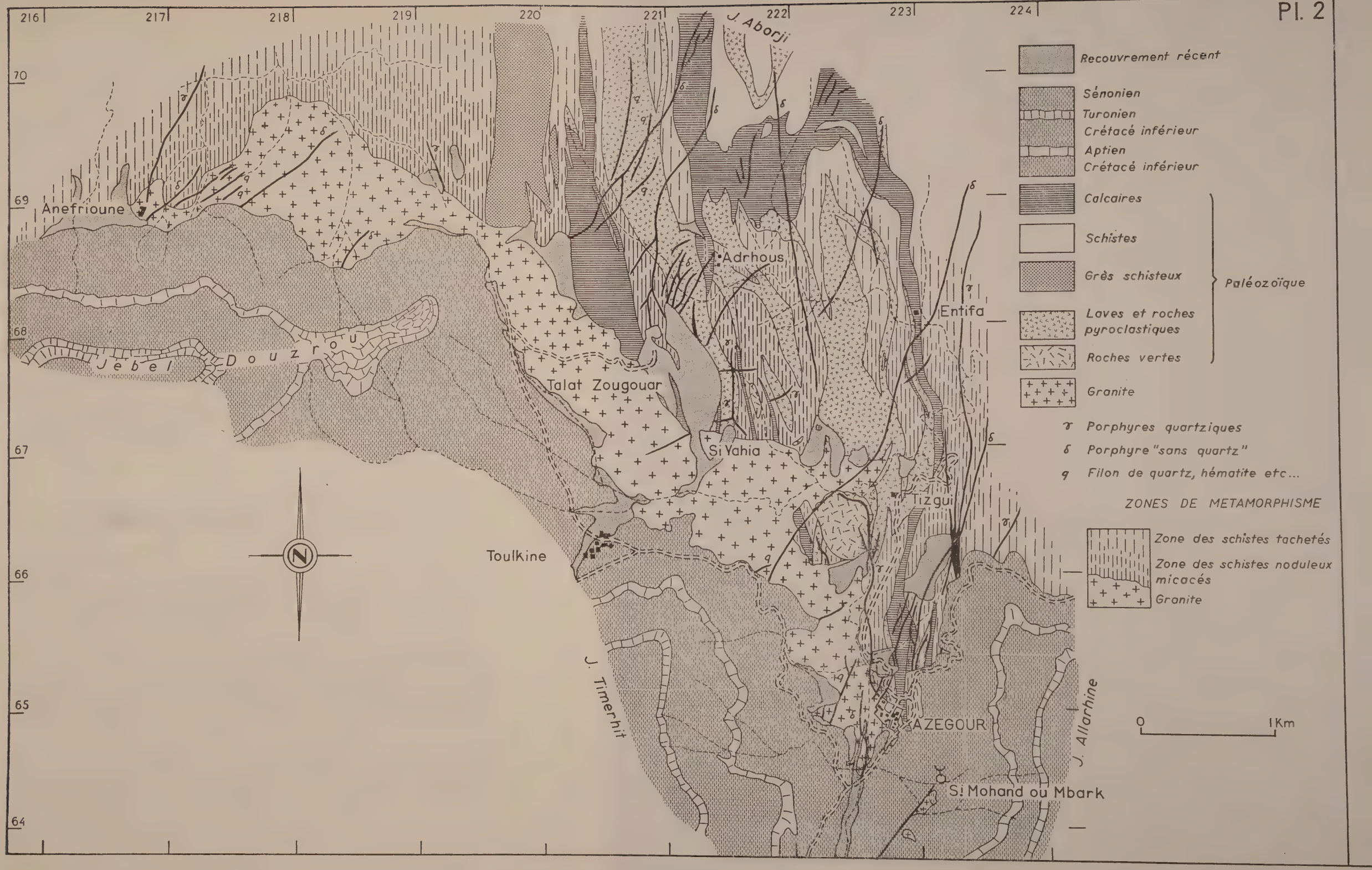


PLANCHE 2. — Plan géologique de la région minéralisée d'Azegour (d'après des levés sur un fond topographique au 1/15 000 dressé par L. KOLLEN).

Chapitre 4

LES ROCHES DE LA SÉRIE SCHISTEUSE

On a vu, en décrivant les affleurements, que l'on peut distinguer, à côté des schistes phylliteux, des grès schisteux. Pour l'étude pétrographique de ces roches, on suivra d'abord les modifications qu'ont subies les schistes phylliteux à l'approche du granite, puis on décrira les schistes gréseux et leur métamorphisme. Les minéraux caractéristiques du métamorphisme de contact des schistes : cordiérite, andalousite et biotite, permettront de définir divers types de schistes métamorphiques ; tandis que la présence occasionnelle de matière charbonneuse, de séricite, de biotite ou de feldspaths déterminera des types accessoires.

1 — LES SCHISTES EN DEHORS DE L'AURÉOLE DE MÉTAMORPHISME

Schistes jaunes

Ce sont des schistes de couleur jaune pâle, tendres, très fissiles, se débitant en petites plaquettes fragiles. Ils brunissent légèrement en surface et présentent çà et là quelques taches d'oxydes de fer.

Au microscope ils apparaissent formés d'un feutrage d'écailles ne dépassant pas 0,01 mm de diamètre ; parmi ces phyllites, paraît dominer un mica blanc. On distingue encore de très petits grains informes de quartz ou de feldspaths, et de nombreuses baguettes de tourmaline verdâtre ou brune de 0,01 mm de longueur. La proportion de matériel quartzo-feldspathique par rapport aux phyllites est variable d'un échantillon à l'autre. Ce fond est criblé de taches arrondies à peu près opaques, d'un diamètre de l'ordre de 0,01 mm, sans doute constituées par de la limonite. On n'observe aucune tendance à la recristallisation, aucun développement de phénoblastes (pl. 6, photo 1).

L'analyse 2 du tableau VII indique la composition chimique d'un schiste jaune. On remarque les teneurs relativement élevées en potasse et en fer ferrique qui correspondent d'une part à la nature des phyllites, d'autre part à l'abondance du pigment limonitique.

Schistes gris

Ce sont des schistes de couleur gris clair à gris verdâtre. Ils sont nettement plus durs que les schistes jaunes et se débitent en plaquettes de 5 à 10 cm de côté pour une épaisseur de l'ordre de 0,5 cm. Ils se clivent facilement. Ils ne contiennent que de rares taches de limonite, provenant probablement de l'oxydation de grains de pyrite ; les fissures ne sont que très peu limonitisées.

En plaque mince, ils apparaissent constitués de phyllites très fines (inférieures à 0,01 mm) et de minuscules grains informes de quartz et de feldspaths. Les principales différences avec les schistes jaunes sont, d'une part la proportion généralement plus élevée de matériel quartzo-feldspathique, d'autre part la présence d'un pigment noirâtre, peut-être charbonneux, tandis que les glomérules de limonite sont beaucoup moins abondants. Parmi les phyllites, la chlorite existe parfois en proportion notable. La tourmaline verdâtre ou brune est fréquente et on observe quelquefois de nombreuses aiguilles de rutile ; l'apatite est beaucoup moins fréquente et le zircon très rare.

Le matériel quartzo-feldspathique peut être assez abondant et s'individualiser nettement au sein de la masse phylliteuse. Parfois, dans une même plaque mince, on observe des lits alternativement riches et relativement pauvres en phyllites. Les schistes gris passent ainsi à des grès schisteux.

On remarquera encore qu'aucune recristallisation n'est décelable dans les échantillons recueillis au large de l'auréole métamorphique. Aucune trace de fossile n'a encore été rencontrée dans les schistes jaunes ou gris.

2 — LES SCHISTES TACHETÉS

Schistes jaunes tachetés

Les premières atteintes du métamorphisme de contact se traduisent dans les schistes jaunes par l'apparition de taches arrondies, de couleur gris clair, de 1 mm environ de diamètre, régulièrement distribuées dans la roche. Le schiste est légèrement durci, il ne se débite plus en minces plaquettes, mais en fragments allongés et épais, la schistosité est partiellement effacée.

En plaques minces, on observe que les taches sont nettement appauvries en limonite ; celle-ci se concentre légèrement sur la périphérie et se rassemble en petits grains de magnétite à l'intérieur des taches. Les taches elles-mêmes présentent une vague polarisation d'ensemble, mais elles sont tellement criblées d'inclusions de quartz, de feldspaths, et de phyllites résiduelles, qu'il est impossible de déterminer si elles sont déjà des cristaux de cordiérite, comme il est permis de le supposer par continuité avec les stades de métamorphisme plus avancé. Entre les taches, la matière du schiste est peu modifiée : il apparaît quelques minuscules grains de magnétite. Les phyllites sont peut-être légèrement résorbées tandis que les grains de quartz et de feldspaths semblent s'être faiblement nourris de leur substance, car ils sont beaucoup plus nets que dans les schistes jaunes non atteints par le métamorphisme. La tourmaline, l'apatite, le rutile et le zircon n'ont subi aucune transformation et se retrouvent intacts aussi bien dans les taches que dans le fond.

Schistes gris tachetés

Les taches sont peu visibles sur le fond gris de la roche, elles sont parfois un peu plus sombres que ce fond. Sur les plaques minces, on peut faire des observations exactement semblables à celles qui ont été faites sur les schistes jaunes tachetés.

On notera seulement que les taches sont souvent constituées d'une matière isotrope, vitreuse, dans laquelle parfois, des plages irrégulières polarisent faiblement. On peut aussi constater que des grains de quartz englobent des paillettes de séricite, ce qui confirme leur développement aux dépens des phyllites. Il semble aussi que certaines paillettes de séricite ont nettement grandi ; mais il n'y a pas formation de biotite. La tourmaline, le rutile, l'apatite et le zircon sont restés intacts, tandis que la limonite a été partiellement transformée en magnétite.

Dans les schistes gris comme dans les schistes jaunes, le minéral de métamorphisme qui se développe est presque toujours la cordiérite. L'andalousite est beaucoup moins fréquente, et généralement elle est accompagnée de cordiérite.

Types accessoires de la zone des schistes tachetés

Schistes charbonneux à andalousite

Ce sont des schistes noirs à patine ferrugineuse rougeâtre, sur lesquels on ne discerne qu'avec peine des taches grises de 1 à 2 mm, qui sont des prismes d'andalousite. La matière charbonneuse, abondante, étalée suivant la schistosité, obscurcit les préparations et ne laisse transparaître que de minces alignements de phyllites et quelques grains de quartz. Dans ce fond se sont développés de petits prismes d'andalousite à inclusions charbonneuses.

Schistes à séricité

Dans quelques cas, on observe, en plaques minces, une multitude de fines paillettes de séricite imprégnant toute la trame schisteuse. La structure du schiste tacheté est parfois encore nettement visible et les grains de quartz restent bien individualisés ; d'autres fois la structure est entièrement oblitérée. Les paillettes de séricite, présentent souvent une orientation commune donnant des extinctions simultanées dans toute l'étendue d'une plaque mince. Le développement de séricite est nettement postérieur à la formation du schiste tacheté ; il s'est sans doute produit sous l'action d'efforts dirigés. Les schistes à séricite sont en effet déformés, ondulés, parfois même un peu écrasés. Il n'est guère possible de suivre sur le terrain les affleurements de schistes à séricite, on peut seulement dire qu'ils sont très limités, allongés dans le sens NS conformément à la direction tectonique générale ; ils ne paraissent pas correspondre à de véritables failles, mais seulement à des zones de déformation sans rupture ayant joué à la fin du métamorphisme de contact ou même plus tard.

3 SCHISTES NODULEUX MICACÉS

On a vu que les schistes tachetés sont caractérisés par le développement de cordiérite, plus rarement d'andalousite et par la recristallisation partielle des oxydes de fer en magnétite. Lorsqu'on se rapproche du granite, les taches deviennent plus nombreuses ; les schistes jaunes perdent leur couleur et ne peuvent plus être distingués des schistes gris. Simultanément il se forme de la biotite.

Les schistes noduleux micacés ont un aspect assez uniforme. Ils sont gris de diverses nuances, parfois cendré, parfois verdâtre, parfois brunâtre.

La schistosité est en partie effacée et le clivage se fait mal, donnant des fragments épais, irréguliers. Les nodules sont nombreux, gris foncé, le plus souvent arrondis, de 1 à 3 mm de diamètre, mais parfois nettement allongés dans le plan de schistosité. Ils sont généralement constitués par de la cordiérite, beaucoup moins fréquemment par de l'andalousite. On ne peut pas différencier avec certitude, à l'œil, les schistes à cordiérite des schistes à andalousite ; on distinguera, d'après l'étude des places minces : des *schistes à cordiérite et biotite*, de beaucoup les plus abondants ; des *schistes à cordiérite, andalousite et biotite* ; des *schistes à andalousite et biotite*, relativement rares.

La biotite est généralement en paillettes très fines, invisibles à l'œil nu, mais lorsqu'elle est très abondante, elle donne à la teinte grise de la roche une nuance brun violacé.

a — Schistes à cordiérite et biotite

Les plus typiques de ces roches montrent, en lames minces, des taches ovoïdes claires dans un fond à grain très fin, de teinte générale gris brunâtre par suite de la présence d'une multitude de minuscules paillettes de biotite (pl. 6, photo 2).

Le fond a une texture granuloblastique ; il est formé de grains de 0,01 mm et au-dessous, de quartz, de plagioclases acides et de biotite fortement pléochroïque de brun-rouge à incolore. Il contient de très petits octaèdres de magnétite, des prismes de tourmaline verdâtre ou bleuâtre, parfois brune, plus rarement de l'apatite et des aiguilles de rutile, et occasionnellement un grain de zircon.

Les taches claires sont constituées par de la cordiérite, farcie d'inclusions.

Elles présentent souvent des zones concentriques : le centre, très riche en inclusions, est entouré par un anneau plus clair où la cordiérite est plus pure, tandis que sur la bordure externe il y a concentration de paillettes de biotite formant une mince auréole sombre. Les inclusions dans la cordiérite sont constituées par les mêmes minéraux que le fond, à l'exception de la biotite. Celle-ci a servi à nourrir la cordiérite ; elle laisse parfois un résidu de mica blanc et on peut occasionnellement observer des paillettes de biotite, en cours de digestion, particllement transformées en mica blanc. Une partie du quartz, et, dans une plus faible proportion du feldspath du fond, a aussi été utilisée pour former la cordiérite. La tourmaline, l'apatite, le rutile et le zircon sont restés intacts. La magnétite paraît avoir été quelque peu résorbée.

L'analyse 4 du tableau VII donne la composition d'un schiste à cordiérite et biotite.

Variété à cordiérite fine

Quelquefois, la cordiérite, au lieu de s'individualiser en nodules, se développe en petits grains diffus, ne se distinguant qu'avec difficulté du fond quartzofeldspathique. On observe cependant çà et là des ébauches de nodules. Cette forme spéciale de cordiérite paraît se réaliser dans des schistes plus chargés en quartz et feldspaths détritiques que ceux ayant donné des schistes à nodules de cordiérite.

Variété à séricite

Le fond est entièrement envahi par de la séricite en paillettes très fines mais présentant une orientation commune par grandes plages. Il prend quelquefois une allure « fluidale », contournée autour des nodules de cordiérite et soulignée, entre nicols croisés, par des alignements de séricite.

La biotite est en paillettes moins nombreuses mais plus grosses, atteignant 0,25 mm (pl. 6, photo 3) ; en outre, sa couleur est différente, brun-noir, au lieu de brun rouge dans les schistes noduleux typiques ; elle est toujours très fortement pléochroïque de brun foncé à incolore. Les nodules de cordiérite ont une forme allongée suivant une direction commune à tous. La zone claire marquant leur accroissement est nettement plus large vers les extrémités que sur les côtés du nodule, montrant un développement dissymétrique, nettement plus rapide dans une direction que dans les autres. Enfin, la cordiérite elle-même est souvent séricitisée, et les paillettes de séricite présentent la même orientation que celle du fond (pl. 6, photo 4). Cette séricitisation s'accompagne parfois d'une séparation d'oxydes de fer qui imprègnent les nodules et les teintent en brun-jaune. Quelques paillettes de biotite se développent même au sein de la cordiérite.

Comme pour les schistes à séricite de la zone des schistes tachetés on doit rechercher la cause de la formation de séricite dans l'action d'efforts dirigés. La séricite est postérieure à la cordiérite. Cependant, il est possible de préciser ici que les efforts dirigés ont agi pendant le métamorphisme puisque la cordiérite présente un développement orienté, donnant au schiste une *structure œillée*, au sens de A. Harker. L'action des forces dirigées a dû se poursuivre au-delà du maximum du métamorphisme, et la séricite a continué à se former au cours de la phase de refroidissement, notamment aux dépens de la cordiérite. On peut penser que c'est la séricitisation qui a eu pour conséquence, à la faveur du remaniement chimique, la constitution de paillettes de biotite plus grosses que celles des schistes noduleux typiques, et d'une composition chimique différente. On remarquera enfin que la coexistence de schistes noduleux, ne portant aucune trace d'efforts dirigés, et de schistes noduleux à séricite, obligent à conclure que ces efforts dirigés ne jouaient que localement et n'affectaient pas l'ensemble de la zone métamorphique.

b Schistes à andalousite et biotite

Ces schistes sont relativement rares. A l'œil nu, on ne peut les distinguer avec certitude des schistes à cordiérite, car les cristaux d'andalousite sont peu développés, leur longueur ne dépassant qu'exceptionnellement 3 mm. Ils ont une nette tendance à prendre leurs formes propres.

En plaques minces (pl. 7, photo 3), leurs sections contiennent des inclusions orientées, généralement noirâtres ; mais d'une façon générale l'andalousite englobe moins de grains étrangers que la cordiérite. Le fond de la roche, à texture granuloblastique, comme celle des schistes à cordiérite, diffère de celui-ci par une plus grande richesse en biotite, et corrélativement une moins grande abondance de grains de quartz et de feldspaths. En outre, l'andalousite s'accompagne souvent de quelques paillettes de muscovite.

TABLEAU VII

Analyses de schistes d'Azegour

	1	2	3	4	5
SiO_2	68,05	54,73	57,48	61,10	62,80
TiO_2	0,62	0,80	0,70	0,61	0,90
Al_2O_3	13,97	22,13	21,93	19,18	14,65
Fe_2O_3	0,90	6,59	1,92	1,87	3,53
FeO	4,60	1,32	7,31	4,43	4,47
MnO	0,20	0,06	0,08	0,07	—
MgO	2,26	1,35	1,70	3,20	3,00
CaO	0,70	0,77	1,20	1,10	1,95
Na_2O	4,40	2,12	1,43	1,65	4,63
K_2O	1,80	4,50	4,52	5,31	3,65
P_2O_5	0,32	0,17	0,18	0,18	
CO_2	néant	néant	néant	—	—
S	traces	néant	0,21	—	—
H_2O^+	2,30	4,56	1,35	0,80	0,40
H_2O^-	néant	0,94	néant	0,65	—
Total	100,12	100,04	100,01	100,15	99,98

Paramètres de Niggli

al	36,4	48,5	45,2	41,2	30,4
fm	36,2	30,1	35,5	36,4	38,2
c	3,5	3,1	4,4	4,4	7,4
alk	23,9	18,3	14,9	18,0	24,0
si	302	204	201	223	221
k	0,21	0,59	0,68	0,70	0,34
mg	0,42	0,25	0,25	0,48	0,41

1. — Grès schisteux. Tiguelilt. Analyse T. DE CICHOCKI, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, septembre 1956.

2. — Schiste jaune. Sidi Mohand ou Salah. Analyse T. DE CICHOCKI, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, septembre 1956.

3. — Schiste à biotite, cordiérite et andalousite. Col de Douzrou (219,46-70,18). Analyse T. DE CICHOCKI, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, décembre 1954.

4. — Schiste à biotite et cordiérite. Ravin de l'asif n'Adrhous. Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, mai 1952.

5. — Schiste « quartzito-micacé ». Analyse R. GROSCLAUDE [1933] ; celui-ci a publié deux autres analyses de schistes analogues à celles données ici ; elles ne sont pas reproduites car les chiffres comportent une erreur d'impression portant sur 1 %.

La formation d'andalousite, au lieu de cordiérite, paraît dépendre essentiellement de la composition du schiste primitif : les schistes constitués presque exclusivement de phyllites donneraient de l'andalousite, tandis que les schistes chargés en matériel quartzofeldspathique engendreraient de la cordiérite. Ainsi s'expliquerait l'abondance des schistes à cordiérite et la rareté relative des schistes à andalousite dans l'auréole de métamorphisme du granite, car les schistes exclusivement phylliteux sont peu abondants dans la série sédimentaire de la région d'Azegour.

c — Schistes à cordiérite, andalousite et biotite

Les schistes noduleux micacés contenant à la fois de la cordiérite et de l'andalousite sont beaucoup plus fréquents que ceux ne contenant que de l'andalousite, mais moins abondants que les schistes à cordiérite seule.

Les différences, déjà notées, entre les termes extrêmes : à cordiérite seule ou à andalousite seule, ressortent nettement dans certaines variétés de schistes présentant de fines strates de composition différente. L'andalousite est localisée dans des strates riches en biotite (pl. 7, photo 1), tandis que les strates riches en matériel quartzofeldspathique ne présentent que de la cordiérite, il existe naturellement aussi des strates contenant à la fois de l'andalousite et de la cordiérite.

Les schistes homogènes à cordiérite et andalousite sont identiques à ces strates mixtes. Les proportions relatives de cordiérite et d'andalousite sont variables d'un échantillon à l'autre ; le plus souvent la cordiérite domine largement. La cordiérite forme des nodules ovoïdes farcis d'inclusions. L'andalousite se présente en cristaux à tendance automorphe, le plus souvent très petits (quelques dixièmes de millimètre). Ces cristaux sont souvent groupés sur le pourtour des nodules de cordiérite, avec des paillettes de biotite (pl. 7, photo 2) ; parfois ils sont inclus dans la cordiérite, sans être attaqués par celle-ci (pl. 8, photo 1).

Les minéraux accessoires sont les mêmes que dans les schistes à cordiérite ou à andalousite ; on rencontre, par ordre d'abondance décroissante : magnétite, tourmaline, apatite, rutile et zircon.

Une séricitisation, analogue à celle subie par quelques schistes à cordiérite, s'observe parfois dans les schistes à andalousite et cordiérite. On note seulement que l'andalousite résiste bien à cette séricitisation, et reste souvent inaltérée alors que la cordiérite est profondément transformée.

L'analyse 3 du tableau VII donne un exemple de composition chimique de schistes à biotite, cordiérite et andalousite. On remarque, par rapport aux analyses 4, 5 et 6 des tableaux VII et VIII de schistes à biotite et cordiérite sans andalousite, une teneur plus forte en alumine et des teneurs plus faibles en silice et en magnésie. Les schistes à biotite, cordiérite et andalousite correspondent plutôt aux schistes jaunes riches en phyllites (analyse 2) et les schistes à biotite et cordiérite sans andalousite, aux schistes gris riches en matériel quartzofeldspathique et chargés de phyllites chloriteuses.

4 — CORNÉENNES

La texture schisteuse est presque entièrement effacée, mais il y a une gradation continue vers les schistes noduleux micacés. La composition minéralogique ne change pratiquement pas. On peut distinguer des *cornéennes à cordiérite et biotite*, les plus abondantes, des *cornéennes à cordiérite, andalousite et biotite*, enfin des *cornéennes à andalousite et biotite*, beaucoup plus rares. Les minéraux accessoires : magnétite, tourmaline, apatite et zircon n'ont subi aucune transformation.

Cependant, dans la zone des cornéennes, apparaissent deux nouveaux types de schistes métamorphiques : le premier, bien représenté aux alentours de la mine d'Azegour, est caractérisé par le développement de muscovite ; le second, n'existant que très localement, au contact immédiat du granite, a subi une feldspathisation.

a – Cornéennes à muscovite

Les cornéennes à muscovite ont le même aspect macroscopique que les autres cornéennes, sauf dans quelques cas où les paillettes de muscovite sont discernables à l'œil nu, grâce à leur miroitement. Quelquefois les diaclases des cornéennes à muscovite présentent un mince remplissage de paillettes de muscovite, accompagnées éventuellement de quelques grains de pyrite, et très rarement de tourmaline ou de rutile. Dans la plupart des cas, les nodules de cordiérite apparaissent encore très nettement.

Le développement de muscovite dans les cornéennes révèle, en plaques minces, des aspects très divers qui représentent divers stades d'un apport granitique, allant d'une simple séricitisation à une feldspathisation. En relation avec ces phénomènes, apparaissent des filets de quartz que l'on doit distinguer des filonnets de quartz hydrothermal, inerte, lié à la minéralisation.

On peut penser que le premier stade du phénomène est représenté par des schistes à cordiérite, dans lesquels les nodules de cordiérite, de forme arrondie, sont séricitisés sur leurs bords, tandis que le centre reste intact (pl. 8, photo 2). Dans la matrice, de fines paillettes de muscovite s'ajoutent à celles de biotite, et quelques unes, çà et là, se développent en phénoblastes qui englobent des grains de quartz, de feldspath, éventuellement de tourmaline, et paraissent digérer la biotite. Paillettes et phénoblastes de muscovite sont disposés en tous sens. On ne discerne, par conséquent, aucune trace d'effort dirigé, contrairement à ce qui a été noté pour les schistes à séricite.

Dans certains échantillons la cordiérite est entièrement envahie par la séricite et les oxydes de fer déplacés imprègnent les nodules en les colorant en brun-jaunâtre. Le fond est également séricitisé et il n'y a pas de biotite (ou très peu). Par contre, les petits octaèdres de magnétite sont abondants. Les paillettes de séricite ne sont nullement orientées. Il se développe quelques traînées de paillettes mieux développées, tendant vers des phénoblastes. En outre çà et là se dessinent des alignements de petits grains de quartz, indépendants de la schistosité. Sans doute faut-il voir là une première indication d'un *apport granitique*, qui apparaît plus nettement dans les cornéennes à muscovite recueillies à proximité immédiate du granite.

TABLEAU VIII

Analyses de schistes métamorphiques d'Azegour (suite)

	6	7	8	9	10
SiO_2	62,25	53,53	61,92	57,40	56,45
TiO_2	1,00	1,34	1,35	0,74	0,12
Al_2O_3	15,15	18,94	16,96	22,73	22,41
Fe_2O_3	3,01	1,99	1,16	2,69	1,66
FeO	5,86	5,92	6,01	3,13	5,21
MnO	0,09	0,54	0,31	0,06	0,18
MgO	3,41	2,64	2,76	1,68	2,08
CaO	1,55	1,57	2,45	0,72	0,86
Na_2O	2,80	2,56	2,54	1,73	2,52
K_2O	3,54	9,28	3,07	5,54	5,22
P_2O_5	0,39	0,35	0,25	0,28	0,29
CO_2	0,2	néant	néant	néant	néant
SO_3	—	0,38	néant	néant	0,12
H_2O^+	0,9	0,65	0,95	2,91	2,63
H_2O^-	0,12	0,26	0,31	0,42	0,27
Total	100,27	99,95	100,04	100,03	100,02

Paramètres de Niggli

al	32,0	34,8	36,5	50,3	45,9
fm	44,1	33,8	37,6	27,1	31,1
c	6,0	5,2	9,7	2,9	3,1
alk	17,9	26,2	16,3	19,7	19,9
si	223	167	227	216	197
k	0,46	0,70	0,45	0,68	0,58
mg	0,41	0,36	0,40	0,35	0,35

6. — Cornéenne à biotite et cordiérite. Près le contact du granite, au N de Toulkine (220,0-69,8). Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, juin 1952.

7. — Cornéenne injectée « lit par lit » par une roche aplitique. Mine d'Azegour, étage 1 488 m, avancement S au toit. Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, décembre 1953.

8. — Cornéenne à biotite, cordiérite et muscovite. Ravin de l'entrée de la mine d'Azegour, au toit de la bande calcaire. Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, janvier 1954.

9. — Cornéenne à muscovite. Crête au N du carreau de la mine d'Azegour. Analyse T. DE CICHOCKI, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, novembre 1955.

10. — Cornéenne feldspathisée. Contact du granite, au-dessous du carreau de la mine d'Azegour. Analyse T. DE CICHOCKI, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, novembre 1955.

Dans ces cornéennes, les phénoblastes de muscovite sont abondants, tandis que la biotite est assez rare ou même absente, et inégalement distribuée. La muscovite se développe plus spécialement aux dépens de la cordiérite, en lamelles sur les bords des nodules, en fines paillettes à l'intérieur ; finalement les lamelles envahissent la totalité des nodules. Un peu de biotite, toujours en fines paillettes, accompagne parfois la muscovite ; cette biotite paraît s'être formée en même temps que la muscovite. On peut, en effet, observer des filets de quartz fin, mêlé de muscovite et de quelques fines paillettes de biotite, qui traversent des nodules de cordiérite séricitisée et rejoignent des amas de muscovite en bordure des nodules. L'andalousite résiste mieux que la cordiérite à la transformation en muscovite ; la muscovite envahit des fissures dans des cristaux d'andalousite très frais, paraissant seulement rongés sur les bords par la muscovite (pl. 8, photo 4). Cependant, dans quelques cas, il arrive que l'andalousite soit entièrement remplacée par de la muscovite.

Le fond des cornéennes subit des transformations parallèles à celles des nodules. L'envahissement par la séricite au détriment de la biotite est suivi d'un développement de phénoblastes de muscovite épars. Mais des traînées discontinues de muscovite, des ébauches de filonnets de quartz, indépendants de la schistosité (pl. 8, photo 3) évoquent un apport granitique. La multiplication des phénoblastes de muscovite, aussi bien dans la matrice que dans les nodules, tend à produire une homogénéisation de la roche. La biotite est tantôt complètement résorbée, tantôt regroupée en petits phénoblastes, intimement mêlés de muscovite. Dans les échantillons recueillis sur les affleurements, la biotite est souvent chloritisée, tandis que le reste de la roche est intact. Les filonnets de quartz sont fréquents, souvent ramifiés et s'épanouissent localement en petits agrégats en mosaïque. Dans les plaques minces, les filets de quartz paraissent en rapport assez étroit avec les traînées et les agrégats de muscovite, pour que l'on puisse relier les deux phénomènes à une même cause.

Cependant, il est des cas où des cornéennes sont indubitablement envahies par du quartz sans qu'il y ait développement de muscovite. Il s'agit d'injections lit par lit, procédant à partir de filonnets et de nodules de quartz pouvant atteindre plusieurs centimètres d'épaisseur. La matière schisteuse, séricitisée, sans phénoblastes de muscovite, subsiste en traînées troubles entre des lits irréguliers de quartz en mosaïque fine. On peut qualifier ce quartz d'*inerte* par rapport à celui qui est lié au développement de muscovite ; il s'agit de quartz hydrothermal, issu de l'évolution des fluides minéralisateurs et il contient souvent lui-même des traces de minéralisation.

Par contre, le quartz en rapport avec le développement de muscovite ne renferme pas de minéralisation : il paraît lié au granite beaucoup plus directement que le quartz hydrothermal. Par exemple les cornéennes de la mine d'Azegour qui ont été injectées lit par lit par une roche aplitique, en rapport avec des grenatites à allanite et épidote (*Cf.* p. 122), ont subi une séricitisation avec développement de phénoblastes de muscovite suivant des filonnets de quartz prolongeant les lits aplitiques. En outre, le cas des cornéennes feldspathisées, que l'on va examiner maintenant, renforce l'idée que la formation de muscovite dans les cornéennes est due à un apport granitique.

b — Cornéennes feldspathisées

On ne peut pratiquement pas distinguer à l'œil nu les cornéennes feldspathisées des cornéennes à muscovite. Dans quelques cas seulement, qui correspondent aux « *schistes granulitisés* » de R. Grosclaude [1933], on reconnaît avec certitude des lits feldspathiques roses ou brun rose, alternant avec des lits micacés.

En plaques minces, la roche apparaît formée de muscovite, en phénoblastes souvent associés à de la biotite chloritisée, dans un fond de séricite et de quartz. On reconnaît parfois d'anciens nodules de cordiérite remplacée par de la muscovite. Un vague litage est produit par des traînées discontinues d'une mosaïque feldspathique, formée de grains fins (0,1 mm) d'orthose, d'oligoclase et d'un peu de quartz. Ces traînées feldspathiques ne contiennent plus que des résidus de muscovite et des grains de magnétite et de tourmaline non corrodés, provenant de la matière du schiste métamorphique.

Il est à peu près évident qu'il y a eu transformation de la muscovite de la cornéenne en orthose, grâce à un apport quartzo-feldspathique, de composition granitique. Cette transformation exige un supplément de silice, et ceci explique la faible proportion de quartz, nettement inférieure à celle du granite, dans la mosaïque feldspathique.

Les analyses 8, 9 et 10 du tableau VIII donnent des exemples de composition chimique de cornéennes à muscovite ; elles ne peuvent malheureusement pas être comparées entre elles pour mettre en évidence un apport granitique, car les composition initiales des divers schistes analysés étaient sans doute fort différentes. On notera cependant les teneurs en potasse et en alumine, d'autant plus élevées que la roche est plus riche en muscovite. Dans l'analyse 7, d'une cornéenne à injections aplitiques lit par lit, la forte teneur en potasse souligne un apport abondant en feldspath potassique correspondant peut-être à un « magma pegmatitique ».

5 — LES GRÈS SCHISTEUX

Les diverses zones de métamorphisme de contact que l'on peut distinguer dans les schistes francs n'apparaissent guère dans les sédiments gréseux. On ne différenciera donc ici que des grès schisteux non métamorphiques et des grès schisteux métamorphiques.

a — Grès schisteux non métamorphiques

Les grès schisteux qui affleurent sur le flanc nord des jebels Tizguine et Aborji ne contiennent aucun minéral de métamorphisme.

Ils sont formés de grains détritiques de quartz et de plagioclases acides, anguleux, ne dépassant que rarement 0,2 mm de diamètre. De petits grains opaques d'oxydes de fer, éventuellement d'ilménite sont fréquents, parfois relativement abondants ; on remarque en outre de minuscules prismes de tourmaline, et plus rarement d'apatite, de rutile et de zircon.

Le ciment est généralement phylliteux, contenant une proportion variable de chlorite, généralement plus forte que dans les schistes francs. Dans la série gréseuse de Sidi Mohand ou Salah, il existe aussi des grès schisteux à ciment calcaire plus ou moins mêlé de phyllites. Le ciment est parfois imprégné de matière charbonneuse. Aucune trace de fossile n'a été remarquée jusqu'ici.

La proportion de matériel détritique et de ciment est très variable, cependant il est rare que le ciment représente moins de 30 % de la roche. Ainsi, on trouve tous les intermédiaires entre les schistes phylliteux et des grès schisteux à ciment phylliteux ou calcaire, tandis qu'il n'existe pas de véritables grès siliceux, ni de quartzites dans la région d'Azegour.

L'analyse 1 du tableau VII est celle d'un grès schisteux à ciment phylliteux. Les teneurs notables en magnésie et en soude correspondent à l'abondance respectivement de la chlorite dans le ciment et des plagioclases acides dans le matériel détritique.

b — Grès schisteux métamorphiques

Suivant l'abondance et la nature du ciment, phylliteux ou calcareux, les grès schisteux donnent par métamorphisme de contact des roches se rapprochant soit des schistes métamorphiques soit des calcaires métamorphiques par leurs constituants.

Métamorphisme de contact des grès à ciment phylliteux

On retrouve les mêmes minéraux de métamorphisme que dans les schistes phylliteux métamorphiques : cordiérite, biotite, plus rarement andalousite et localement muscovite au voisinage du granite.

Les nodules de cordiérite sont moins nets que dans les schistes francs, mais ils sont souvent encore parfaitement distincts, et on peut reconnaître les deux types : tachetés et noduleux à biotite. Cependant, dans certains cas, la cordiérite, au lieu de se développer en nodules, forme de très petits grains, indiscernables à l'œil, qui, en plaques minces se confondent avec le fond quartzofeldspathique (pl. 9, photo 1). On peut les reconnaître à leurs inclusions et à leur forme tourmentée qui épouse les contours des autres minéraux.

Métamorphisme de contact des grès à ciment calcaire

Les minéraux formés aux dépens du ciment dépendent naturellement des proportions relatives de calcite et de phyllites dans ce ciment. Mais d'une façon générale il n'y a plus ni cordiérite, ni biotite, ni andalousite, tandis qu'apparaissent des amphiboles et parfois des pyroxènes dès les premières atteintes du métamorphisme (pl. 9, photo 2).

L'amphibole est presque toujours une hornblende verte ou vert-bleuâtre, en petits prismes ; on remarque fréquemment des veinules de cette hornblende traversant les plaques minces. Les oxydes de fer ont donné de minuscules octaèdres de magnétite ; l'apatite, la tourmaline et le zircon sont restés intacts. Mais il apparaît çà et là des granules de sphène. Les grains détritiques de quartz et de plagioclases n'ont guère participé aux réactions ; cependant, à côté de l'amphibole, on remarque de petits grains de feldspaths de néoformation, et parfois de l'épidote.

Dans certains grès calcareux il se forme une augite au lieu de hornblende ; les deux minéraux peuvent coexister dans la même roche. Les autres minéraux sont les mêmes que dans les schistes gréseux à hornblende et la structure reste identique. Le pyroxène forme parfois, comme la hornblende, des veinules traversant la roche.

Il semble que l'abondance de calcite dans le grès primitif favorise le développement de pyroxène au détriment de l'amphibole. Lorsque la calcite était abondante l'augite cède la place à un pyroxène de la série diopside-hédenbergite et il apparaît parfois du grenat grossulaire. Ainsi, de petites passées, au sein des grès calcareux métamorphiques sont de véritables grenatites à diopside-hédenbergite, par exemple au N du col de Douzrou (219,54-70,10).

Les grès à hornblende ou à pyroxène persistent jusqu'au contact du granite, sans changement notoire. Le pyroxène paraît plus fréquent que la hornblende au voisinage du granite. En outre on remarque parfois un rubannement dans les grès : il se constitue des lits irréguliers riches en pyroxène ou en amphibole, alternant avec des lits quartzo-feldspathiques à grain très fin ; les grains détritiques ont alors presque entièrement disparu.

Chapitre 5

LES ROCHES DU COMPLEXE VOLCANIQUE

E. Raguin [1945] a montré que les roches métamorphiques d'Azegour comportent des laves. Il existe aussi toute une série de roches détritiques essentiellement constituées de matériel volcanique, que l'on désignera en bloc, sous le nom de roches pyroclastiques. Il est souvent bien difficile de préciser s'il s'agit de tufs ou de grès volcaniques, c'est-à-dire si le matériel volcanique est simplement constitué par des produits de projections agglomérés ou s'il a subi un remaniement avant d'être déposé. En outre, les roches ont parfois été quelque peu écrasées, ce qui augmente encore les possibilités de confusion. Dans les grès volcaniques, au matériel pyroclastique s'ajoutent des phyllites ou des carbonates. On a ainsi toute une gamme de roches intermédiaires entre les grès volcaniques et les grès schisteux et les schistes déjà examinés. Mais les faits les plus importants, du point de vue métallogénique, sont l'association des roches pyroclastiques et des roches carbonatées, et l'existence de termes intermédiaires entre ces deux types de roches.

On examinera ici, d'abord les laves, puis les roches pyroclastiques et enfin les termes de passage de ces dernières aux calcaires. Quant aux termes de passage aux schistes, ils n'offrent aucune particularité bien remarquable et ne jouent aucun rôle spécial dans la métallogénie de la région ; on peut donc les rattacher sans inconvénient à l'un des types de roches déjà définis.

A — LES LAVES : DACITES ET ANDÉSITES

Les laves interstratifiées dans la série métamorphique d'Azegour ont des compositions correspondant à la famille des diorites avec ou sans quartz libre. On peut distinguer nettement deux types : l'un est une andésite, l'autre une dacite. Les divers échantillons recueillis se rangent autour de ces deux types et constituent une série intermédiaire entre eux.

a) Type dacitique

Ce sont des roches massives, dures, de couleur relativement claire : gris blanchâtre à gris verdâtre. De nombreux phénocristaux trapus de feldspaths blancs ou brunâtres, ne dépassant que rarement 5 mm de longueur, se détachent plus ou moins nettement sur un fond microcristallin. La texture est souvent faiblement orientée par étirement.

Les plus typiques de ces laves affleurent largement entre la « bande calcaire centrale » et la « bande est » dans le ravin de l'entrée de la mine d'Azegour ; elles ont été en outre atteintes par les galeries du niveau 1 488 m de la mine. Le fond de la roche est gris verdâtre et les phénocristaux de teinte claire sont bien visibles (pl. 17, photo 3).

Les phénocristaux sont des plagioclases contenant 25 à 35 % d'anorthite (oligoclase-andésine) ; on ne rencontre qu'exceptionnellement des phénocristaux de quartz. La pâte est entièrement cristalline, formée de grains fins à contours très tourmentés, de quartz et surtout de plagioclases acides. Dans ce fond se sont développés de petits phénoblastes de hornblende verte et de minuscules paillettes de biotite. Hornblende et biotite se sont formées simultanément par métamorphisme de contact, à partir de la pâte de la lave. La proportion relative des deux minéraux varie d'un point à un autre de la plaque mince. D'une façon générale, la hornblende est beaucoup plus abondante que la biotite autour des phénocristaux de plagioclases, et elle pénètre dans leurs fissures. Par contre, la biotite domine autour des grains d'hématite qui sont peut-être d'anciens cristaux de pyrite. On observe en outre quelques phénocristaux, à contour rappelant celui des feldspaths, séricitisés et envahis par un grand nombre de paillettes de biotite : peut-être s'agit-il d'anciens cristaux d'orthose ?

En dehors de la hornblende et de la biotite, il ne s'est formé par métamorphisme que quelques rares granules d'épidote (clinozoïsite) à l'intérieur des phénocristaux de plagioclases et, çà et là, dans la pâte, un grain de sphène.

La biotite et la hornblende paraissent jouer un rôle analogue au cours du métamorphisme de contact, et elles sont le plus souvent étroitement associées. Cependant, l'une se développe plutôt que l'autre suivant la composition chimique dans un espace très restreint, de l'ordre de quelques millimètres au plus. La biotite prend naissance aux endroits les plus acides, la hornblende aux endroits plus calciques. Ce fait est très général dans les roches éruptives métamorphiques d'Azegour : la biotite est abondante dans les plus acides, elle est rare, sinon totalement absente, dans les plus basiques, où la hornblende prend un grand développement.

En outre, dans le cas qui nous occupe ici, des laves dacitiques voisines de la mine d'Azegour, on doit noter qu'il y a eu localement des apports, parfois marqués par des veinules de quartz. En liaison avec ces traces d'apport, il se produit une prolifération de paillettes de biotite le long de traînées sériciteuses. Il y a eu indéniablement acidification de la roche, et peut-être apport concomittant de potasse. On peut se demander si les apports n'ont pas largement débordé les zones où ils sont signalés par des filonnets d'injection, c'est-à-dire s'ils n'ont pas contribué à la formation de la biotite dans l'ensemble des laves. Il n'est pas possible de répondre à une telle question, faute d'indices interprétables dans un sens ou un autre ; on est seulement tenté de nier tout apport lorsqu'on observe la localisation de la biotite, en nids très réduits et indépendants les uns des autres. Cependant on ne doit pas oublier que non seulement les calcaires, mais les schistes environnants, témoignent d'un apport granitique par leur richesse en muscovite. Le problème reste pendant.

Les laves voisines de la mine d'Azegour constituent un petit massif assez compact, et elles n'ont généralement pas subi de déformation sensible. On remarque seulement une concentration des minéraux de métamorphisme, notamment de hornblende, de deux côtés opposés des phénocristaux de plagioclase, prolongeant ceux-ci en pointes (pl. 17, photo 4). Les « yeux » ainsi formés sont parallèles ; c'est la *structure œillée* de A. Harker, qui indique l'existence d'efforts dirigés au cours du métamorphisme de contact. Ces tensions n'ont pas été suffisantes pour briser les phénocristaux, sauf dans certains bancs, notamment au contact de la bande calcaire principale où la roche a été étirée et légèrement broyée. Le broyage qui s'accompagne de séricitisation, rend difficile la distinction entre les véritables laves et les tufs volcaniques.

La composition des laves ne reste pas constante dans tout le massif. La majeure partie a la composition d'une dacite, comme l'indique l'analyse 1 du tableau IX. Etant donnée l'absence de quartz exprimé, le nom de *dacitoïde* s'applique à ces laves. Les véritables dacites, à phénocristaux de quartz, ne forment que quelques bancs au sein du massif. La composition évolue plus nettement vers les termes basiques que vers les termes acides ; on ne trouve pas de rhyolites, tandis que sont représentées des andésites se rapprochant des trachytes (anal. 2, tableau IX). Toutefois la teneur en potasse reste faible et on ne doit pas perdre de vue qu'il a pu y avoir un léger apport de potasse au cours du métamorphisme, ainsi qu'il a été noté ci-dessus. D'ailleurs la présence de baryum en quantité notable (1,19 % BaO) dans l'analyse 1, vient encore mettre l'accent sur cette question des apports. Malheureusement cette observation ne fournit aucun argument décisif car on ne peut ni prouver la réalité d'un apport de baryum, ni affirmer qu'il serait nécessairement lié à un apport éventuel de potasse.

Le sens des variations de composition des laves vers les termes plus basiques, indiqué par l'examen du petit affleurement contigu à la mine d'Azegour, se retrouve dans toute la région.

Près du village de Tizgui, on trouve de véritables dacites à phénocristaux de quartz corrodés (anal. 3, tableau IX). Ces laves sont assez étirées, de couleur blanchâtre avec des traînées grisâtres, et il est bien difficile de les distinguer macroscopiquement des tufs environnants. En plaques minces, les phénocristaux de plagioclases apparaissent quelque peu cassés, et la structure œillée, réalisée par la hornblende « à l'abri » des feldspaths, est bien développée.

b) Type andésitique

Les andésites affleurent largement aux environs du village d'Adrhous, notamment vers l'W ; on en rencontre aussi au-dessus de l'Azib n'Tizgui, dans la vallée d'Adrhous et le long de la piste Azegour-Amismiz, à l'E de la bande calcaire principale.

TABLEAU IX

Analyses de laves paléozoïques d'Azegour

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	59,00	57,12	62,72	52,60	43,97	49,16
TiO_2	0,60	0,90	1,00	0,88	3,25	—
Al_2O_3	17,45	20,20	17,20	14,26	19,03	13,45
Fe_2O_3	1,35	2,21	0,76	6,57	2,39	12,35
FeO	4,50	3,96	3,20	3,87	6,99	2,80
MnO	0,45	0,61	0,13	1,50	0,07	
MgO	3,01	1,65	2,70	4,50	6,34	4,70
CaO	3,85	2,45	6,05	6,19	13,96	11,40
BaO	1,19	néant	—	—	—	—
Na_2O	4,82	6,91	4,52	6,11	1,67	2,96
K_2O	0,69	2,90	1,13	1,28	traces	1,06
P_2O_5	0,85	0,24	0,28	0,39	0,37	—
FeS_2	—	0,09	—	—	1,31	—
SO_3	1,57	—	—	traces	—	—
H_2O^+	0,38	0,36	0,13	0,70	0,46	0,70
H_2O^-	0,28	0,45	0,36	0,95	0,16	
CO_2	—	—	—	0,26	néant	—
Total	99,99	100,05	100,18	100,06	99,97	98,58

Paramètres C.I.P.W.-Lacroix

II.4.2(3).5	I(II).5.2.4	'II.4'.3.4(5)	II'.5.2.(4)5	III.5.4(5).5	'III.'5.3.4'

Paramètres de Niggli

al	34,7	38,3	35,1	22,1	24,5	18,7
fm	32,9	25,7	25,3	42,7	39,2	44,0
c	15,5	8,5	22,2	17,5	32,8	28,9
alk	16,9	27,5	17,4	17,7	3,5	8,4
si	198	184	214	139	97	116

1. — Dacitoïde. Ravin de l'entrée de la mine d'Azegour. Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, avril 1952.

2. — Andésite. Mine d'Azegour, étage 1 488 m, toit de la bande calcaire (+ 35- + 295 m). Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, décembre 1953.

3. — Dacite. Village de Tizgui (222,92-67,78). Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, février 1954.

4. — Andésite. NNW du village d'Adrhous (220,90-70,52). Analyse T. DE CICHOCKI, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, janvier 1956.

5. — Amphibolite résultant du métamorphisme d'une andésite ou d'un basalte. Crête au N de l'Azib n'Tizgui (222,60-68,78). Analyse T. DE CICHOCKI, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, décembre 1954.

6. — Amphibolite résultant du métamorphisme d'une andésite. Rive gauche de l'Ouadaker à la mine de Tizgui (223,06-68,30). Analyse R. GROSCLAUDE [1933] qui avait appelé cette roche « cornéenne micacée ».

Ce sont des roches compactes, grises à vert foncé presque noir. Le grain est très fin, invisible à l'œil nu, et les phénocristaux, lorsqu'ils existent, se détachent mal sur le fond. On rencontre tous les intermédiaires entre les dacites et les andésites basiques. Si l'on constitue une série de laves de plus en plus basiques, on constate, d'une façon générale, que la pâte se charge de microlites de feldspaths, tandis que le nombre de phénocristaux diminue (pl. 18, photo 1). On observe ainsi des laves entièrement formées de microlites de plagioclases plus ou moins nettement disposés en files parallèles (structure trachytique) (pl. 18, photo 2). La nature du plagioclase ne change guère, il s'agit d'oligoclase voisin de l'andésine et d'andésine. La roche est plus ou moins chargée de hornblende verte, parfois teintée de bleuâtre (pl. 19, photo 1). Cette hornblende s'est développée par métamorphisme de contact, elle envahit les plagioclases, d'abord dans leurs fissures, puis dans leur masse en les rongeant ; ainsi se constituent de véritables amphibolites à grain fin, compactes, d'une couleur vert foncé presque noir.

La schématisation précédente des variations de faciès des laves andésitiques appelle naturellement de nombreuses remarques. Si la structure microlitique est bien systématiquement réalisée dans les laves les plus basiques, elle apparaît aussi parfois dans des andésites acides. Par métamorphisme il se forme alors des paillettes de biotite en même temps que de la hornblende ; tandis que dans les andésites basiques la biotite est très rare, sinon absente. Un autre critère de distinction est l'abondance du sphène : toujours rare dans les andésites acides, il peut être abondant, associé à des oxydes de fer, dans les andésites basiques.

Il est sans doute intéressant d'insister sur l'association biotite-hornblende.

On observe des cas où la biotite est au moins aussi abondante que la hornblende et d'autres où seulement une paillette de biotite apparaît çà et là sur le bord, ou à l'intérieur même d'un cristal de hornblende. La hornblende se forme dès les premières atteintes du métamorphisme et se maintient jusqu'au contact du granite, tandis que la biotite ne se rencontre, dans les laves, qu'à l'intérieur de la zone des schistes noduleux micacés. On en a tiré argument en faveur d'un métamorphisme général antérieur à l'intrusion granitique, en attribuant la hornblende à l'action d'un tel métamorphisme tandis que la biotite caractériserait le métamorphisme de contact. Cependant, au large de l'auréole de métamorphisme de contact du granite, par exemple sur le flanc N du jebel Aborji ou sur le versant ouest de la vallée de l'Anougal, les laves andésitiques ne renferment pas de hornblende, mais seulement un peu d'épidote néogène.

On est ainsi amené à conclure que la formation de hornblende dans les laves est due, dans la région d'Azegour, au métamorphisme de contact, au même titre que la formation de biotite. La biotite marque seulement, comme dans les schistes, un degré de métamorphisme un peu plus élevé que la hornblende, à condition toutefois que la composition chimique permette sa formation, ne serait-ce que dans des espaces très restreints.

On notera, en passant, que dans certaines laves amphibolitisées, non loin du granite, il s'est formé un peu d'augite aux dépens de la hornblende. La forme des cristaux d'augite,

en porphyroblastes farcis d'inclusions, ne laisse aucun doute sur son origine néogène. Mais le développement de pyroxènes dans les laves métamorphiques est loin d'être un phénomène général, la plupart du temps l'amphibole reste stable jusqu'au contact même du granite, et, *en aucun cas, il n'a été observé de pyroxénites issues du métamorphisme de roches volcaniques.*

Les amphibolites provenant du métamorphisme de laves andésitiques se distinguent sans difficulté, même à l'œil nu, des amphibolites résultant de l'ouralitisation de pyroxénites à hédenbergite qui sont des calcaires métamorphiques. Elles ne renferment jamais de minéralisation en chalcopyrite ; celle-ci ne se trouve que dans les amphibolites d'ouralitisation (*Cf.* chap. 10). Par contre, il y a convergence avec les amphibolites résultant du métamorphisme des roches vertes et la distinction devient très difficile lorsque les feldspaths résiduels ne sont plus déterminables. On se basera alors sur les conditions de gisement, réservant le nom de « roches vertes » à celles qui se présentent en amas et en filons et qui ont une composition franchement gabbroïque, tandis que les roches interstratifiées seront rattachées aux andésites.

Une telle façon de faire est sans doute discutable, d'autant plus que l'on rencontre des bancs de laves amphibolitisées, interstratifiés dans des tufs ou des andésites typiques, qui ont une composition de basaltes (anal. 5, tableau IX). Par contre, d'autres tout à fait semblables ont une composition d'andésite (anal. 6). Ces laves sont riches en pyrite et en sphène. Cependant leur feldspath est de l'andésine et on peut se demander s'il n'y a pas eu départ de soude au cours du remplacement du plagioclase par l'amphibole. En outre, il n'a jamais été observé d'olivine, même transformée. Il semble que l'on peut ainsi justifier le rattachement des passées de laves basiques amphibolitisées aux andésites ; ce qui simplifie beaucoup l'étude sur le terrain, sans porter atteinte à la connaissance métallogénique de la région puisque ces laves n'ont joué aucun rôle spécial.

B — LES ROCHES PYROCLASTIQUES

Sous le nom de roches pyroclastiques sont désignées les roches formées de matériel volcanique plus ou moins remanié, généralement non altéré, qui se trouvent en abondance dans la région d'Azegour.

Certaines de ces roches présentent une stratification assez nette, et se distinguent ainsi facilement des laves. Mais bien souvent la nature détritique de la roche n'apparaît qu'en plaque mince et il est des cas où il est bien difficile de dire s'il s'agit d'une roche pyroclastique ou d'une lave un peu déformée. Le matériel volcanique des roches pyroclastiques est toujours fin ; on rencontre parfois des fragments atteignant 1 cm, mais on ne connaît pas de brèches volcaniques à éléments grossiers dans la région d'Azegour.

Les roches pyroclastiques les plus communes correspondent aux laves les plus acides de la région, les dacites. Mais il existe aussi des roches pyroclastiques de composition andésitique. On examinera successivement ces deux types de roches, sans toutefois oublier que tous les termes intermédiaires entre eux sont représentés.

1 — Roches pyroclastiques dacitiques

Ce sont des roches de couleur assez claire, blanc grisâtre, avec de minces traînées verdâtres ou brunâtres ; elles sont compactes et très dures. La plupart montrent des phénocristaux de feldspaths et fréquemment de quartz. Parfois la texture est un peu schisteuse. La stratification, lorsqu'elle est discernable, est concordante avec la schistosité ; elle est assez souvent soulignée par des strates riches en phénocristaux alternant avec des strates sans grain visible. Ces strates sont parfois assez minces pour que l'alternance soit visible dans une même plaque mince. Dans tous les cas les phénocristaux sont distribués d'une façon irrégulière : tantôt abondants, tantôt rares (pl. 20, photos 1 et 3). Ce sont quelquefois des cristaux ayant leurs formes propres, mais le plus souvent des fragments de cristaux brisés.

Les phénocristaux sont en majeure partie des plagioclases (oligoclase - andésine acide) ; mais l'orthose est assez fréquente dans quelques roches. De même le quartz est tantôt absent, tantôt assez abondant. A côté des phénocristaux on remarque occasionnellement de menus fragments de laves (pl. 20, photo 2) ; dans certaines roches pyroclastiques ces fragments sont très nombreux.

Le fond de la roche est à grain très fin, en mosaïque quartzofeldspathique, entièrement cristallin. Le trait saillant de ce fond est l'abondance du quartz qui, plus clair que les feldspaths, se détache nettement entre nicols croisés ; il forme des grains à contour sinueux qui tendent à s'accroître et s'arrondir, en se nourrissant aux dépens du fond, et parfois à se grouper en fines traînées. Comme minéraux accessoires, on trouve quelques baguettes d'apatite, très peu de minéraux opaques et exceptionnellement un prisme de zircon. La tourmaline est absente, alors qu'elle est abondante dans les schistes voisins.

En dehors de l'auréole de métamorphisme du granite, on ne remarque aucun minéral de néoformation, à part quelques traînées de séricite et rarement un peu de chlorite qui représentent un début d'altération. Par métamorphisme, il se développe, comme dans les laves dacitiques, d'abord de la hornblende, puis simultanément de la hornblende et de la biotite.

Les proportions de hornblende et de biotite varient d'un échantillon à l'autre, la biotite prend naissance préférentiellement dans les types les plus acides ou dans les strates et les traînées les plus acides.

Mais il apparaît aussi, parfois en abondance, du sphène et un pyroxène voisin du diopside ; ces deux minéraux constituent un caractère particulier des roches pyroclastiques dacitiques d'Azegour, surtout par rapport aux laves de composition voisine.

Le sphène se présente en petits granules épars. Il s'est quelquefois visiblement formé aux dépens de grains d'ilménite, mais le plus souvent il semble tirer sa substance du fond même de la roche. Il apparaît déjà loin du granite vers la limite externe de l'auréole de métamorphisme et il se maintient sans modification jusqu'au contact du granite.

Le pyroxène diopsidique se forme dans les roches pyroclastiques même loin du granite. Il est parfois associé à de la hornblende, mais le plus souvent il existe seul, sans hornblende ni biotite. On a déjà vu que la hornblende se maintient dans les laves jusqu'au contact du gra-

nite ; on ne peut donc pas évoquer une transformation de la hornblende en pyroxène sous l'action d'un métamorphisme d'un degré plus élevé. La formation de pyroxène au lieu d'amphibole ne peut dès lors s'expliquer que par des différences de composition. On doit faire un rapprochement avec les roches calcareuses où les pyroxènes se développent localement en abondance dès les premières atteintes du métamorphisme de contact. L'étroite association, que l'on observe sur le terrain, entre les roches pyroclastiques et les calcaires, conduit aussi à envisager ce rapprochement. Le pyroxène diopsidique s'est développé dans les roches pyroclastiques qui étaient riches en calcite. On examinera plus loin le métamorphisme des roches mixtes constituant une transition entre les roches pyroclastiques et les calcaires purs.

L'épidote est rare dans les roches pyroclastiques dacitiques. De la scapolite a quelquefois pris naissance. Enfin dans un cas, il s'est formé du corindon en association avec de la biotite et un peu de muscovite en fine paillettes (pl. 20, photo 4).

Les roches pyroclastiques ont, comme les laves, subi quelques déformations. Celles-ci ne vont jamais jusqu'à l'écrasement ; les phénocristaux restent entiers, mais la texture prend une orientation assez nette par étirement. La *structure œillée* est commune par suite du développement préférentiel du pyroxène « à l'abri » des phénocristaux, dû à l'existence de tensions dirigées au cours du métamorphisme de contact.

Composition chimique — Les trois premières analyses du tableau X donnent une idée des grandes variations de composition des roches pyroclastiques dacitiques. D'une façon générale, la teneur en potasse est nettement plus élevée que dans les laves, tandis que la teneur en soude est plus faible. La teneur en chaux reste cependant élevée. On peut évoquer, pour expliquer ces changements, une altération partielle du matériel volcanique très fin, avec lessivage de la soude tandis que la potasse était fixée sous forme de séricite et la chaux sous forme de carbonate. On observe effectivement de la séricite en quantité très variable ; par exemple la roche correspondant à l'analyse 1 est constituée de feldspaths entièrement séricitisés et de diopside. De fortes teneurs en alumine accompagnent naturellement le remplacement des feldspaths par des micas. Enfin, on peut penser que la chaux restant dans la roche est à l'origine du développement de pyroxènes diopsidiques au lieu et place de la hornblende, sous l'action du métamorphisme de contact.

TABLEAU X

Analyses de roches pyroclastiques d'Azegour

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	46,62	67,25	54,42	52,83	61,83	44,35
TiO_2	1,10	—	0,74	0,94	0,84	1,64
Al_2O_3	30,13	15,50	23,60	20,29	16,29	23,95
Fe_2O_3	0,80	2,40	0,57	2,13	0,25	—
FeO	0,64	—	4,62	5,98	1,57	1,43
MnO	0,52	—	0,26	traces	0,06	0,31
MgO	2,17	0,80	1,80	5,04	3,72	4,40
CaO	5,34	4,45	2,70	2,97	10,92	19,66
Na_2O	0,73	1,70	4,60	6,49	0,49	1,00
K_2O	7,42	7,05	5,22	0,00	2,89	1,62
P_2O_5	0,42	—	0,22	0,27	0,25	0,34
CO_2	—	—	néant	néant	0,34	—
S	—	—	traces	0,06	—	—
H_2O^+	2,32	0,65	0,82	2,69	0,27	1,27
H_2O^-	1,85		0,45	0,29	0,33	0,25
Total	100,06	99,80	100,02	99,98	100,05	100,22

Paramètres de Niggli

al	52,6	40,6	43,6	33,6	31,2	31,2
fm	14,3	13,4	22,9	39,6	23,2	17,8
c	16,9	21,4	9,1	9,1	38,1	46,6
alk	16,2	24.6	24,4	17,7	7,5	4,4
si	139	299	172	149	201	98

1. — Roche pyroclastique. Mine de Tizgui, rive droite de l'Ouadaker (223,11-67,96). Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, mai 1952.

2. — Roche pyroclastique. Mine de Tizgui, rive gauche de l'Ouadaker (223,06-68,28). Analyse R. GROSCLAUDE [1933] qui avait appelé cette roche « calcaire siliceux ».

3. — Roche pyroclastique à corindon. Bande calcaire centrale, entre Azegour et Tizgui (222,88-67,26). Analyse T. DE CICHOCKI, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, janvier 1956.

4. — Roche pyroclastique andésitique. Piste d'Azegour à Amismiz (226,8-69,8). Analyse T. DE CICHOCKI, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, janvier 1955.

5. — Roche mixte, volcanique et calcaire, à diopside. Grande galerie d'Entifa (222,98-69,22). Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, juin 1952.

6. — Roche mixte, volcanique et calcaire, à diopside et bytownite. Mine d'Azegour, étage 1 418 m, près du puits 3 (+ 222-+ 180 m). Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, juin 1952.

Les larges variations des teneurs en silice doivent être recherchées, semble-t-il, dans la constitution initiale du matériel volcanique plutôt que dans un déplacement ultérieur. Cependant, les phénomènes de recristallisation notés pour le quartz fin des roches pyroclastiques, indique un remaniement de la silice dont on ne peut déceler l'ampleur.

On notera encore que les compositions données par les analyses ne correspondent pas à des compositions de roches éruptives normales. Ceci confirme qu'il ne s'agit pas de laves et vient lever les derniers doutes que l'on pourrait avoir, par suite de leur forte ressemblance extérieure avec des dacites déformées par étirement.

2 — Roches pyroclastiques andésitiques

Ces roches se distinguent des roches pyroclastiques dacitiques par leur teinte nettement plus sombre allant d'un gris brunâtre ou verdâtre à vert foncé presque noir. Leurs diaclases sont souvent enduites de limonite brune. Elles sont tantôt massives mais se désagrégeant assez facilement sous le choc, tantôt assez nettement schisteuses ; il n'est pas rare qu'elles soient criblées de petites vacuoles de dissolution. Certaines d'entre elles montrent des cristaux de feldspath ou des fragments de lave, ne dépassant pas 1 cm de diamètre, dans un ciment sans grain visible ; mais bien souvent, ces éléments détritiques ne sont guère discernables sur les échantillons et n'apparaissent qu'en plaque mince.

On peut distinguer deux variétés suivant la nature des fragments macroscopiques. Ce sont souvent des cristaux de plagioclase (oligoclase-andésine) en partie brisés, de dimensions très variables, qui constituent une part plus ou moins importante de la roche ; il existe ainsi de véritables *tufs cristallins* formés presque entièrement par une accumulation de cristaux de plagioclases non calibrés (pl. 21, photo 1), soudés par très peu de ciment. D'autres fois, la roche est très riche en menus fragments de lave arrondis ou anguleux, souvent allongés et recourbés (pl. 21, photo 2) ; on peut alors parler de *tufs lithiques*. Naturellement, on rencontre des tufs andésitiques dont la constitution est intermédiaire entre ces deux variétés extrêmes, cristalline et lithique. Cependant, les tufs se rapprochant de la variété cristalline paraissent nettement plus abondants que les autres.

Ceci peut s'expliquer, semble-t-il, si l'on admet un faible remaniement du matériel volcanique avant son dépôt définitif ; les fragments de lave vitreuse, plus sensibles à l'altération que les phénocristaux auraient été en grande partie détruits au cours du remaniement. Dans cette hypothèse, il conviendrait d'utiliser le nom de *grès volcanique*, plutôt que celui de tuf. Mais la distinction est très délicate et on ne dispose guère d'arguments pour l'étayer solidement.

Le ciment des roches pyroclastiques andésitiques est à grain très fin. Il est souvent riche en pyrite. Il est presque toujours très altéré. En dehors de l'auréole de métamorphisme du granite, l'altération se traduit par la formation de chlorite et de calcite. Il se développe aussi quelquefois des granules d'épidote. La proportion relative de calcite et de chlorite est variable. Lorsque les phénocristaux sont rares et que la chlorite s'est développée en abondance, la

roche tend à prendre l'aspect d'un chloritoschiste. Lorsque c'est la calcite qui domine largement, la roche est assez massive, colorée en verdâtre par la chlorite ; elle brunit et devient vacuolaire superficiellement aux affleurements. La calcite est parfois si abondante (pl. 21, photo 3) qu'on doit se demander si elle provient entièrement de l'altération de la roche ou si elle n'est pas en partie sédimentaire. On retombe ainsi sur la question des termes de passage des roches pyroclastiques aux calcaires.

Le métamorphisme de contact du granite se traduit principalement par la formation de hornblende et de pyroxène diopsidique. Lorsque la calcite était abondante, c'est le pyroxène qui se développe de préférence à l'amphibole ; la roche tend alors à se confondre avec les calcaires métamorphiques. La biotite est très rare ; on n'observe tout au plus que quelques fines paillettes étroitement associées à la hornblende.

L'analyse 4 du tableau X donne la composition d'une roche pyroclastique andésitique non métamorphique, formée en majeure partie de cristaux d'oligoclase-andésine rongés par de l'épidote, dans un ciment chloritisé, un peu chargé de pyrite. Cette composition correspond à une andésite dans la classification C.I.P.W.-Lacroix.

3 — Passage des roches pyroclastiques aux calcaires

Les calcaires sont étroitement associés à des roches pyroclastiques (*Cf.* chap. 3) et le passage d'une roche à l'autre se fait par des roches de composition mixte, qu'il est intéressant d'examiner plus en détail. On prendra ici deux exemples : l'un au NNW du village d'Adrhous où le métamorphisme de contact du granite est à peine sensible, l'autre à la mine de Tizgui située dans la « zone des schistes noduleux micacés » où tous les types de calcaires métamorphiques sont réalisés.

Au *NNW du village d'Adrhous*, on observe divers stades intermédiaires entre des roches pyroclastiques plus ou moins altérées, non métamorphiques et des calcaires purs. Tout d'abord apparaissent de minces strates constituées de matériel volcanique plus ou moins imprégné de calcite. Puis, les strates de calcite se développent (pl. 21, photo 4), deviennent continues, tandis que le matériel volcanique est de moins en moins abondant. A la calcite sédimentaire s'ajoute la calcite d'altération des roches pyroclastiques andésitiques, mais celle-ci est toujours chargée de chlorite et de résidus volcaniques, tandis que la calcite typiquement sédimentée ne contient guère que des traces de quartz et de phyllites. A la limite, il se forme des bancs lenticulaires de calcaire pur, atteignant 1 m d'épaisseur.

Les premières atteintes du métamorphisme se traduisent par l'apparition de la hornblende, de la magnétite et du sphène. L'épidote est souvent présente en petits granules, mais elle existe bien en dehors de l'auréole de métamorphisme. De même la recristallisation plus ou moins orientée de la calcite s'est produite au-delà de la zone d'action du granite (pl. 22, photo 3). Lorsqu'on se rapproche du granite on constate la disparition de la calcite, de la hornblende et de l'épidote, tandis que se développe un pyroxène diopsidique. La magnétite et le sphène se maintiennent sans changement.

A la *mine de Tizgui*, sur la rive gauche de l'Ouadaker, des bancs de pyroxénites à hédenbergite, puis à diopside s'intercalent dans des roches pyroclastiques et viennent se perdre dans leur masse. En plaques minces, on observe des roches constituées de minces lits alternativement formés d'une fine mosaïque quartzo-feldspathique d'origine volcanique et de diopside en menus grains. Parfois de l'idocrase apparaît au lieu de diopside, dans certains lits (pl. 22, photo 2). Enfin quelques rares grains de grenat viennent s'ajouter à l'idocrase, complétant ainsi l'association minéralogique typique des calcaires métamorphiques.

L'alternance de strates quartzo-feldspathiques et diopsidiques n'est naturellement pas toujours régulière. Le diopside peut envahir capricieusement la matière volcanique, en flammèches dont les bords sont à grain très fin et le centre à grain plus gros (pl. 22, photo 1). Cette disposition rappelle les strates discontinues de calcite dans les roches pyroclastiques.

L'analyse 5 du tableau X donne un exemple de composition chimique d'une roche mixte formée de diopside et de matériel volcanique dacitique sériciti sé.

4 — Cas particuliers

Il n'a été question jusqu'ici que des roches les plus communes dans la région d'Azegour, pour donner le sens général de l'évolution au cours du métamorphisme. En réalité, si les associations minérales ne changent guère, la variété des structures réalisées est très grande. Ceci paraît normal, si l'on considère les divers facteurs qui ont joué dans la constitution des roches pyroclastiques mixtes : composition du matériel volcanique allant des dacites à des andésites basiques, remaniement avec altération plus ou moins poussée de ce matériel, introduction de calcite sédimentaire en quantité variable. Le métamorphisme de contact s'est exercé sur des matériaux de compositions différentes, mélangés dans des proportions les plus diverses.

On rencontre ainsi des roches métamorphiques où le fond quartzo-feldspathique a recristallisé en une mosaïque de grains à contours capricieux, étroitement engrenés, d'oligoclase-andésine et de quartz irrégulièrement distribué. Des granules d'un pyroxène diopsidique associés à un peu de hornblende verte parsèment la mosaïque, et sont souvent englobés par le quartz ou le feldspath. La roche a l'aspect d'une quartzite gris-verdâtre.

La composition du plagioclase qui constitue la mosaïque quartzo-feldspathique est très variable. Par exemple, dans une roche provenant de l'étage 1 418 m de la mine d'Azegour, le plagioclase est de la bytownite-anorthite (environ 90 % An.). L'analyse 6 du tableau X donne la composition de cette roche. Du diopside et du sphène sont irrégulièrement distribués dans la mosaïque, et sont fréquemment inclus dans le plagioclase. D'autres échantillons provenant de divers points de la région (Entifa, Adrhous) contiennent du labrador ou de la bytownite. On remarquera que ces plagioclases de néoformation ne sont que très rarement maclés. Macroscopiquement, on ne peut guère distinguer les roches à mosaïque quartzo-feldspathique et pyroxène diopsidique des roches pyroclastiques métamorphiques : toutes sont compactes

et très dures, de couleur claire ; cependant lorsque le pyroxène est ferrifère (hédenbergitique) la roche est verdâtre et se distingue ainsi des roches pyroclastiques.

On peut citer, comme cas particulier, une roche d'aspect schisteux grossier, vert foncé presque noir, recueillie sur la crête au S du village d'Adrhous. Elle est constituée pour près de 80 % par des aiguilles d'actinote assez régulièrement orientées dans la schistosité. Çà et là subsistent de fines traînées d'un fond quartzo-feldspathique. Il s'agit d'une roche sédimentaire métamorphisée qui était probablement constituée par du matériel volcanique remanié.

Enfin, parmi les types accessoires de calcaires métamorphiques (*Cf.* chap. 6) on citera des roches à wernérites et des roches à épidote. Certaines d'entre elles proviennent sans aucun doute du métamorphisme de roches pyroclastiques plus ou moins chargées de calcite.

C — LES ROCHES VERTES

Ce sont des roches de couleur sombre, généralement vert foncé, parfois éclaircie par l'abondance des feldspaths. Elles sont compactes et denses, d'aspect holocristallin. Le grain est de grosseur très variable ; le plus souvent on distingue à l'œil nu des baguettes de feldspaths et des clivages luisants d'amphibole qui atteignent occasionnellement 5 mm de longueur.

En plaques minces, toutes ces roches apparaissent constituées essentiellement d'un plagioclase intermédiaire et d'une hornblende verte. Le plagioclase est une andésine de composition variable, généralement basique, et même du labrador jusqu'à 55 % An environ. Ses cristaux sont en baguettes dirigées en tous sens, quelquefois entrecroisées ; de ce fait la structure ne présente aucun caractère de fluidalité (pl. 18, photo 3). Elle est presque toujours équigranulaire, à grain plus ou moins fin, allant de quelques millimètres à quelques dixièmes de millimètre ; il n'apparaît de phénocristaux, qui sont alors de l'andésine, que dans quelques variétés à grain fin (pl. 18, photo 4).

L'action du métamorphisme est tout particulièrement mise en évidence par la hornblende. En dehors de l'auréole de contact du granite, la hornblende se présente en grains de grosseur comparable à celle des feldspaths. Sa structure fibreuse orientée indique une origine par ouralitisation ; mais il est rare de pouvoir observer un résidu de pyroxène.

D'ailleurs dans certaines roches la hornblende verte pseudomorphose de la hornblende brune (pl. 19, photo 4). Dans la plupart des cas il est impossible de dire si la roche primitive était à pyroxène ou à hornblende basaltique ; il est probable que les deux types existaient. La chlorite est abondante, associée à la hornblende, et elle envahit les fissures des plagioclases. Des granules de clinozoïsite se sont développés, parfois en nombre important, dans les feldspaths.

Les premières atteintes du métamorphisme de contact se traduisent par la formation de petites fibres de hornblende verte aux dépens des produits d'altération et notamment de la chlorite.

Ainsi les craquelures des plagioclases sont occupées par de la hornblende finement fibreuse (pl. 18, photo 3 et pl. 19, photo 2). De la calcite et de minuscules octaèdres de magnétite

sont mêlés à cette hornblende de néoformation. Enfin, du sphène pseudomorphose plus ou moins profondément les grains d'ilménite. Les plagioclases restent pratiquement intacts.

Lorsque le métamorphisme progresse, la hornblende paraît se développer aux dépens des plagioclases eux-mêmes.

Elle les envahit et les ronge (pl. 19, photos 3 et 4). Mais on observe aussi que les cristaux de plagioclases sont devenus limpides, de petites plages troubles subsistant parfois à l'intérieur. La clinozoïsite a disparu. Il y a donc eu recristallisation des plagioclases et la hornblende s'est sans doute développée simultanément, en profitant des éléments contenus dans les produits d'altération. La proportion relative de hornblende et de feldspaths dépend évidemment de la composition chimique initiale de la roche et de son degré d'altération au moment où elle a subi le métamorphisme de contact. Il n'est actuellement pas possible de faire la part de l'un et de l'autre de ces deux facteurs. Dans quelques cas, la hornblende constitue jusqu'à 80 et même 90 % de la roche. Une telle amphibolite est pratiquement indiscernable des amphibolites provenant du métamorphisme d'andésites ou de roches pyroclastiques andésitiques, par contre elle se distingue facilement des amphibolites formées par ouralitisation de pyroxénites à hédenbergite, qui sont des calcaires métamorphiques. Il est important de remarquer, du point de vue métallogénique, que les amphibolites provenant du métamorphisme de roches éruptives ne sont jamais minéralisées en chalcopyrite ; tout au plus contiennent-elles parfois de la pyrite.

La hornblende verte est souvent le seul minéral ferromagnésien ; mais lorsque le métamorphisme est assez poussé, c'est-à-dire dans la « zone des schistes noduleux micacés », il n'est pas rare que la hornblende soit accompagnée de biotite, généralement en très petite quantité.

La biotite est alors toujours en très fines paillettes, soit mêlées à de la hornblende fibreuse, soit en inclusions dans les plages de hornblende, soit encore dans les fissures des cristaux de plagioclases. Elles forment fréquemment de petits amas autour des grains opaques, comme si l'abondance du fer avait facilité leur développement au détriment de la hornblende.

On remarque que la biotite n'existe qu'assez près du granite et pas au-delà de la zone des schistes noduleux micacés. Elle représente donc aussi bien dans les roches vertes que dans les schistes et les roches dacitiques, un stade de métamorphisme de contact déjà élevé. On peut encore se demander si le développement de biotite n'a pas exigé un apport. Il est bien difficile de répondre avec certitude à cette question. Cependant la coexistence jusqu'au contact même du granite de roches éruptives à amphibole avec et sans biotite permet de penser que la formation de biotite dépend beaucoup plus de la composition initiale de la roche, que d'un apport éventuel.

La hornblende verte a pris naissance, sous l'action du métamorphisme de contact, soit à partir de minéraux d'altération, soit à partir de pyroxène ou de hornblende basaltique. Dans ce second cas la progression du métamorphisme de contact a produit une transformation en sens contraire, caractéristique du rétromorphisme, d'un minéral de haute température en un minéral de basse température. Cette opposition s'explique fort bien si l'on admet que le pyroxène et la hornblende basaltique se trouvaient dans un état métastable : une élévation modérée de température a alors suffi pour provoquer le réajustement de l'équilibre avec formation de hornblende verte stable. Dans ces conditions, un métamorphisme plus intense devrait

TABLEAU XI

Analyses de roches vertes d'Azegour

	1	2	3	4
SiO_2	46,72	48,39	43,97	47,58
TiO_2	3,22	3,08	3,25	2,55
Al_2O_3	14,63	14,48	19,03	11,88
Fe_2O_3	4,17	3,07	2,39	4,20
FeO	10,01	7,30	6,99	9,37
MnO	0,25	0,15	0,07	0,18
MgO	6,43	7,22	6,34	8,66
CaO	10,27	11,22	13,96	8,45
Na_2O	3,05	2,78	1,67	2,34
K_2O	néant	0,49	traces	2,55
P_2O_5	0,35	0,40	0,37	0,28
FeS_2	néant	néant	1,31	—
H_2O^+	0,51	1,59	0,46	1,58
H_2O^-	0,52	0,18	0,16	0,44
Total	100,13	100,35	99,97	100,06

Paramètres C.I.P.W.-Lacroix

III.5.'4.5 [2.1(2).2.3]	III.5.(3)4.(4)5 [2.1.2.2(3)]	'III.5.4(5).5 [2.(1)2.2.(2)3]	III.5.3.3' [2.2(3).2.'3]

Paramètres de Niggli

al	19,6	19,9	24,5	15,8
fm	48,7	45,1	39,2	54,8
c	25,0	28,0	32,7	20,6
alk	6,7	7,0	3,6	8,9
si	106	113	97	108

1. — Roche verte en amas, rive gauche de l'Ouadaker à 500 m au SSE de Tizgui (222,50-67,32). Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, janvier 1951.

2. — Roche verte en filon dans la « bande calcaire principale », recoupée par la galerie dite d'Entifa, rive gauche de l'Ouadaker, à 500 m au N de la mine de Tizgui (223,12-68,42). Analyse P. COISSET, *Lab. Div. Mines Géol.*, Rabat, juin 1952.

3. — Roche verte en filon, très riche en hornblende verte. Sommet au N de l'Azib n'Tizgui (222,60-68,78). Analyse T. DE CICHOCKI, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, décembre 1951.

4. — Roche verte à hornblende et biotite, en filon au mur de la « bande calcaire Est » (223,02-66,34). Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, juin 1952.

restituer un pyroxène. Cependant, à Azegour, un tel stade de métamorphisme n'est pas atteint ; la hornblende reste stable, dans les roches vertes, jusqu'au contact du granite.

Par exemple, l'amas de roche verte, recoupé par le granite à l'Azib n'Toulkine (221,0-68,4) ne contient pas de pyroxène mais de la hornblende verte, en plages et en inclusions dans les plagioclases. De même, le métamorphisme n'a jamais été assez intense pour provoquer un remaniement complet des feldspaths en structure granuloblastique ; la trame de baguettes de plagioclases apparaît toujours nettement, sauf dans les cas où elle est oblitérée par un foisonnement excessif de hornblende verte. On notera incidemment que l'apatite ne subit aucun changement au cours du métamorphisme.

Les analyses du tableau XI montrent que les roches vertes ont des compositions de basaltes.

L'analyse 4 donne une teneur en potasse relativement très forte, tandis que la teneur en chaux est plutôt faible. La roche est formée d'une trame de feldspaths enrobés dans de la hornblende verte associée à de nombreuses paillettes de biotite. Cependant la biotite est très loin de justifier la teneur en potasse, d'autant plus que la teneur en alumine est relativement faible. Les feldspaths sont en majorité de l'andésine à 35 % An environ ; mais on remarque que beaucoup d'entre eux sont zonés, avec une bordure d'andésine, tandis que le centre, très séricitisé et malheureusement indéterminable, ne montre pas de macles et pourrait être de l'orthose. Ainsi s'expliquerait la teneur en potasse. On sait que de tels feldspaths composites se trouvent dans certaines roches aberrantes. On peut ici interpréter cette roche de composition exceptionnelle, comme un trait d'union entre les roches vertes de composition basaltique et les roches volcaniques andésitiques et dacitiques où la teneur en potasse est parfois loin d'être négligeable (*Cf.* analyses des tableaux IX et X).

Chapitre 6

LES CALCAIRES MÉTAMORPHIQUES

Sous le titre de *calcaires métamorphiques* sont rassemblées toutes les roches provenant du métamorphisme de roches formées essentiellement, à l'origine, de carbonates : calcite et parfois dolomie. Les calcaires métamorphiques peuvent être rangés en deux grands groupes suivant que les carbonates ont simplement recristallisé au cours du métamorphisme ou qu'ils ont été remplacés par des silicates calciques.

Le tableau XII indique les divers types de calcaires métamorphiques que l'on peut distinguer dans la région d'Azegour, en se plaçant au point de vue de la métallogénie, plutôt qu'à celui d'une étude pétrographique systématique.

Les subdivisions du *groupe des roches carbonatées recristallisées* ne présentent d'intérêt que pour l'interprétation de la formation des roches à silicates calciques, et dans la pratique minière on peut les confondre sous le terme commode, de « *cipolins* » consacré par l'usage local.

Par contre, il est important d'établir des coupures dans les *roches à silicates calciques*, bien qu'il existe en fait une continuité presque totale entre les divers types. En effet, on observe une localisation très nette des minéralisations dans certains de ces types. On est ainsi conduit à distinguer deux groupes principaux :

Les *grenatites* au sens large, c'est-à-dire incluant les roches formées presque uniquement de duparcite (idocrase ferrifère).

— Les *pyroxénites* au sens large, dans lesquelles entrent de véritables *amphibolites* dérivant des pyroxénites par ouralitisation. Cette manière de faire évite la confusion avec les amphibolites provenant du métamorphisme de roches éruptives qui ne jouent aucun rôle dans la minéralisation.

TABLEAU XII

Classification des calcaires métamorphiques d'Azegour

A Roches carbonatées recristallisées (« cipolins »)	1 — Calcaires recristallisés (marbres) 2 — Dolomies recristallisées 3 — Calcschistes 4 — Calcaires à éléments volcaniques 5 — Marbres à silicates de métamorphisme				
B Roches à silicates calciques		Pauvres en fer	Riches en fer		
			Non altérées	Altérées	
	- a - Grenatites	Grenatites à grossulaire Grenatites à grossulaire et duparcite Idocrasites à duparcite	Grenatites à andradite	Grenatites à chlorite	Roches à chlorite talc et dolomie
	- b - Pyroxénites	Pyroxénites à diopside	Pyroxénites à hédenbergite	Pyroxénites à ouralite (amphibolites)	
	- c - Types accessoires	Wollastonitites Roches à wernérites	Epidosites		

En outre, dans chacun de ces groupes, il convient de séparer les roches à silicates calciques riches en fer pour lesquelles F. L. HESS [1919] a créé le nom de *tactites* (1). On verra en effet, qu'à Azegour, les concentrations

(1) *Tactites* est à peu près synonyme de *skarn*, dans le sens que lui ont donné V. M. GOLDSCHMIDT et P. ESKOLA, en étendant son acception aux roches silicatées calco-ferriques à andradite, hédenbergite, wollastonite, sulfures de fer et de cuivre, magnétite, etc... [*Cf.* Rinne, 1950]. Le sens originel de skarn est beaucoup plus restreint : les pyroxénites à hédenbergite d'Azegour sont identiques au skarn-type (V. MARMO, communication personnelle). Les membres du 19e *Congrès géologique international*, participant aux excursions de pétrographie au Maroc, ont été presque unanimes à estimer que le terme de *tactite* est inutile [*Cf.* RAGUIN, 1954]. Son emploi a donc été évité dans le texte, malgré son intérêt pour désigner sans ambiguité le groupe homogène des roches à silicates calciques, souvent minéralisées en scheelite. Le terme de *cornéenne*, beaucoup trop vague, même lorsqu'on le précise, en disant, par exemple, *cornéenne à grenat* pour désigner les grenatites, a été écarté délibérément de la nomenclature des calcaires métamorphiques, et réservé à des schistes métamorphiques.

en scheelite et chalcopyrite sont localisées dans les roches à silicates calciques riches en fer, tandis que la molybdénite s'est déposée dans des grenatites relativement pauvres en fer.

A

LES ROCHES CARBONATÉES RECRISTALLISÉES

1 — Calcaires recristallisés (marbres)

Ils sont généralement blancs ; mais localement ils sont teintés en noir ou en brun au voisinage de fissures qui ont probablement été suivies par de faibles venues hydrothermales. Le grain est de grosseur très variable, souvent de l'ordre du millimètre, donnant un aspect saccharoïde à la cassure. Les phénomènes de recristallisation ont joué d'une façon très capricieuse, au gré des circulations d'eaux hydrothermales et météoriques et l'on rencontre parfois des éléments dépassant le décimètre. Ces calcaires sont généralement compacts, mais parfois ils s'effritent sous la simple pression des doigts. Ils ne peuvent être exploités comme marbres car la fissuration intense ne permet pas de découper de grands blocs.

En plaques minces ils apparaissent formés d'une mosaïque de grains de calcite de grosseur variable, souvent maclés dans deux directions suivant b^1 (pl. 9, photo 3). Quelques grains de quartz détritiques parsèment la plaque, et parfois se rencontre un cristal de pyrite hématisée. Il n'y a que très peu de phyllites.

Les grains de calcite ont souvent une extinction ondulante, ils sont fréquemment cassés et ressoudés par des grains plus petits, ce qui témoigne de déformations. On observe parfois une recristallisation orientée, tendant vers une texture schisteuse, et un développement de cristaux allongés de calcite à l'abri de cristaux de pyrite, donnant une *structure œillée* [Harker, 1932] (pl. 9, photo 4). La recristallisation s'est alors effectuée sous une pression orientée *(stress)*.

Les analyses 1 et 2 du tableau XIII montrent que les calcaires recristallisés sont constitués presque entièrement de calcite avec 4 % environ de quartz.

2 — Dolomies recristallisées

Leur couleur est généralement brune en surface, et blanc grisâtre sur la cassure, avec des traînées brun clair. Leur grain est plus fin que celui des calcaires, et plus régulier, de l'ordre du 1/4 mm. Comme les calcaires, elles contiennent de petits grains (1/10 mm) de quartz détritique et très peu de phyllites. L'analyse 3 du tableau XIII est celle d'une dolomie de la « bande principale » ; elle contient 6 % environ de quartz et pas du tout

de calcite. La teneur en fer ferreux est faible 1 % environ ; la coloration brune de la roche s'explique sans doute par une oxydation superficielle de ce fer.

Tableau XIII

Analyses de roches carbonatées d'Azegour

	1	2	3
SiO_2	4,00	4,35	6,70
Al_2O_3	1,10	0,07	0,69
Fe_2O_3		1,18	1,62
FeO	—	néant	0,94
MnO	—	0,03	0,55
CaO	52,70	52,90	28,60
MgO	Traces	0,15	18,90
CO_2	42,00	41,42	40,93
P_2O_5	—	0,04	0,09
H_2O	—	0,10	0,38
S	—	0,11	néant
Total	99,80	100,35	99,40

1. — Calcaire. Analyse R. Grosclaude [1933].

2. — Calcaire d'Entifa (223,00-69,16). Analyse P. Coisset, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, 1952. En outre : TiO_2 néant.

3. — Dolomie de Tazguia (225,2-69,3). Analyse T. de Cichocki, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, 1955.

3 — Calcaires à éléments volcaniques

A côté des roches carbonatées, ne renfermant que très peu de quartz détritique, on trouve des calcaires contenant des débris volcaniques en plus ou moins grande quantité. Ces éléments volcaniques : cendres, lapilli, fragments de laves, cristaux cassés d'andésine, (pl. 10, photo 1) prouvent que le dépôt des calcaires est contemporain de l'activité volcanique. On trouve d'ailleurs tous les intermédiaires entre les calcaires purs et des grès volcaniques à ciment calcaire (*Cf.* chap. 5).

Ces roches ont souvent subi une recristallisation orientée donnant des *textures œillées* à la faveur de cristaux de pyrite ou de feldspaths ou de fragments résistants à l'écrasement. La pyrite est parfois très abondante. Les éléments volcaniques sont fréquemment altérés en chlorite et séricite, et on observe parfois de l'épidote développée à leurs dépens.

4 — Calcschistes

La recristallisation sous pression orientée des roches carbonatées tend à leur donner une texture schisteuse, surtout lorsqu'elles contiennent des éléments volcaniques fins. Mais les véritables calcschistes riches en éléments phylliteux sont plutôt rares dans la région d'Azegour, où ils ne sont bien représentés que dans la « bande calcaire de l'Anougal », alors qu'ils sont très abondants dans le massif de l'Erdouz. On peut considérer, dans la région qui nous occupe ici, qu'il y a une coupure nette entre les calcaires et les schistes, par opposition au passage continu des calcaires aux grès volcaniques. Cette coupure se traduit dans la netteté des contacts calcaires-schistes qui limitent les « bandes calcaires ». Elle permet de circonscrire le problème de la formation des lentilles de roches à silicates calciques qui sera envisagé plus loin, en éliminant pratiquement le rôle qu'auraient pu jouer les calcschistes.

5 — Marbres à silicates de métamorphisme

Les silicates de métamorphisme n'apparaissent dans les calcaires qu'à l'intérieur de l'auréole de contact du granite. On observe :

a — **des marbres à diopside** — De petits cristaux de diopside, à tendance automorphe, sans inclusions, se développent çà et là dans la mosaïque de calcite, aux endroits où se trouvaient quelques phyllites.

b — **des marbres à scapolite** — Il existe, dans la « bande calcaire de Toulkine » à 1 km environ au N de la bordure du granite (220,60-69,74), de petites passées de marbres à scapolite formant des arêtes un peu en relief sur les calcaires simplement recristallisés. Ce sont des roches blanches à texture faiblement orientée. Les plaques minces montrent des phénoblastes de scapolite, à nombreuses inclusions, dans un fond de calcite mêlée de débris volcaniques andésitiques. De petits grains de diopside et de quartz de néoformation ont pris naissance avec la scapolite au cours du métamorphisme.

c — **des marbres à grossulaire** — Les cristaux de grenat sont disposés en lits parallèles qui correspondent sans doute à des joints marneux de sédimentation. Un très bel exemple de cette disposition particulière se rencontre dans le ravin de l'entrée de la mine.

d — **des marbres à hédenbergite** — Ce type se trouve localement au contact des pyroxénites à hédenbergite avec des calcaires ; il constitue un terme de transition entre ces deux roches.

Remarque au sujet des dolomies

On ne connaît pas à Azegour de roches à minéraux typiques du métamorphisme des dolomies. Cependant, il existe dans la mine d'Azegour, des masses de dolomie, plus ou moins riches en quartz, qui sont en relation avec la minéralisation cuprifère. Ces dolomies quartzeuses sont nettement différentes des dolomies simplement recristallisées, et apparaissent comme une gangue de minéralisation. Ainsi, le magnésium des roches carbonatées

semble avoir été déplacé au cours de la formation des silicates de métamorphisme, et non fixé dans des minéraux. Par cette remarque on comprend qu'il sera bien difficile de dire si la dolomie qui accompagne certaines minéralisations a été apportée avec elles de l'extérieur, ou si elle a simplement été empruntée à des calcaires dolomitiques préexistants.

B

LES ROCHES À SILICATES CALCIQUES

a — LES GRENATITES

Les grenats qui constituent les grenatites appartiennent à la série grossulaire-andradite. [$3SiO_2.(Al,Fe)_2O_3.CaO$]. On trouve à Azegour tous les termes de la série. Généralement l'ensemble des grenats d'une masse de grenatite présente un rapport Al : Fe assez constant, et on peut distinguer facilement des grenatites à grossulaire et des grenatites à andradite, suivant que le rapport atomique Al : Fe est supérieur ou inférieur à 1 dans la plupart des grenats de la roche. Cette distinction est aisée, en première approximation, grâce à la coloration des grenats : le grossulaire est de couleur brun clair à brun havane, il forme les « *grenatites blondes* » des mineurs ; l'andradite est vert plus ou moins foncé à noir verdâtre, et exceptionnellement jaune, elle forme toute la gamme des grenatites vertes à noires. L'idocrase présente aussi une teneur en fer variable. Lorsque la teneur en fer est faible, la couleur est semblable à celle du grossulaire, brun clair ; lorsqu'elle est élevée, le minéral est brun vert à vert foncé, on le désignera alors sous le nom de *duparcite* (*Cf.* index minéralogique).

1 — Grenatites à grossulaire

Ce sont des roches brun clair, denses. On doit distinguer deux variétés de structure : l'une compacte, l'autre grenue. Dans la variété compacte, les grenats ont tendance à s'agglomérer en masses homogènes, tenaces, à cassure inégale.

Les faces naturelles des cristaux de grenat sont rares. Un peu d'idocrase brun clair, souvent teintée de rougeâtre, accompagne le grenat. Les cristaux d'idocrase présentent fréquemment des formes prismatiques nettes que moule le grenat. Localement le grenat paraît remplacer l'idocrase (pl. 10, photo 2). De nombreux petits grains de diopside se trouvent en inclusions dans le grenat.

Dans la variété grenue, les grenats ont tendance à prendre leurs formes propres, en dodécaèdres rhomboïdaux. La grosseur des cristaux est généralement de quelques millimètres à 1 cm.

Les grenats sont fréquemment un peu ferrifères ; ils présentent des secteurs biréfringents. Ils sont assez souvent un peu altérés en chlorite ; la roche devient alors verdâtre. Tous les intermédiaires existent entre ces grenatites à grossulaire et les grenatites à andradite. Les grenats contiennent presque toujours de petits grains de diopside en inclusions. Du quartz et parfois de la calcite, en petite quantité, remplissent les interstices entre les grains de grenat ; parfois une tache isolée de fluorine blanche, rose ou violette se remarque dans la roche. L'idocrase peut manquer complètement, mais en général on en trouve çà et là quelques prismes. Enfin on remarque occasionnellement une plage trouble de feldspath, généralement de l'orthose enrobant des grenats.

L'analyse 1 du tableau XIV donne un exemple de la composition chimique de ces grenatites, caractérisée par la pauvreté en fer et en magnésium, et la richesse en alumine. Elle est assez voisine de celle du grossulaire théorique (colonne 6).

2 — Grenatites à grossulaire et duparcite

Composition minéralogique

Le grenat grossulaire, plus ou moins ferrifère, constitue la masse de ces roches. La duparcite est constamment présente en quantité variable, généralement faible. Comme constituants accessoires on trouve : du diopside, de l'orthose, du quartz, de la calcite, et rarement de la fluorine et de l'épidote. Les grenatites à grossulaire et idocrase ferrifère sont les hôtes normaux de la molybdénite, et on peut dire que, pratiquement, ces roches contiennent toujours au moins des traces de molybdénite. Très peu de minéraux métalliques accompagnent la molybdénite, parfois quelques grains de pyrite ou d'hématite, tandis que la scheelite, la chalcopyrite, la blende et la galène sont symptomatiquement absentes. La question de la minéralisation en molybdénite sera examinée en détail dans la troisième partie, on ne donnera ici que quelques caractères particuliers de la trame silicatée.

Variétés

On peut distinguer, d'après la structure, trois variétés de grenatites à grossulaire et idocrase ferrifère : variété grenue, la plus importante, variété compacte et variété avec nodules à gros cristaux.

1° La **variété grenue** est de beaucoup la plus abondante et aussi la plus importante, car c'est elle qui renferme les concentrations de molybdénite. Les grenats ont une nette tendance à prendre leurs formes propres, en dodécaèdres rhomboïdaux généralement de 0,5 à 2 cm de diamètre ; sur les cassures apparaissent fréquemment des faces libres de grenat. Les cristaux de grenat sont partiellement soudés entre eux.

En plaques minces, ils montrent des zones biréfringentes et il n'est pas rare de voir une zone se poursuivre d'un cristal de grenat sur le voisin. Il existe toute une gamme dans le degré de liberté des cristaux les uns par rapport aux autres, tous les intermédiaires existent entre des grenatites compactes et des grenatites friables, dont les cristaux de grenats se séparent sous la simple pression des doigts.

Les interstices entre les grenats sont remplis le plus souvent par du quartz ou de la calcite, parfois par des feldspaths alcalins et rarement par de la fluorine blanche, rose ou violette. Tous ces minéraux moulent le grenat et l'idocrase. Le quartz se rassemble souvent en nodules de 1 à 4 cm de diamètre, épars dans la roche. La calcite présente la même tendance.

L'idocrase est soit en prismes isolés, assez trapus, soit en bouquets de prismes élancés.

Les grenats moulent les cristaux d'idocrase et parfois paraissent les remplacer ; les structures de remplacement peuvent prêter à discussion, mais l'interprétation inverse de remplacement du grenat par l'idocrase ne semble jamais soutenable. Au total l'idocrase a dû achever de se former alors que les grenats se développaient encore.

La proportion d'idocrase dans la roche est très variable, elle est généralement faible, de l'ordre de quelques pour cent. Mais localement l'idocrase devient abondante et il y a passage à des idocrasites ferrifères ne contenant plus que très peu de grenats.

L'épidote n'apparaît que sporadiquement, dans les cristaux d'idocrase ferrifère aux dépens desquels elle se développe à la manière d'une moisissure.

Ceci montre sans doute un certain déséquilibre de l'idocrase dans la grenatite à la fin de la formation des silicates. Cependant, dans les échantillons provenant du niveau inférieur de la mine d'Azegour (niveau 1 338 m) l'épidote, un peu plus abondante, ronge aussi localement les grenats. Mais la transformation complète de grenatites en épidosites n'a encore jamais été observée à Azegour.

Composition chimique

La composition chimique des grenatites à grossulaire et idocrase est caractérisée par des teneurs en chaux et en silice voisines respectivement de 30 et de 35 %. Les teneurs en alumine et fer ferrique varient en sens inverse à cause de leur remplacement mutuel dans la molécule de grenat ; la valeur du rapport $Fe''' : Al + Fe'''$ donnée par l'analyse brute des roches reflète assez exactement la composition des grenats, étant donné le faible pourcentage d'autres minéraux. Ses variations montrent que tous les intermédiaires existent entre les grenatites à grossulaire et les grenatites à andradite. Par exemple les analyses 1, 2 et 3 du tableau XIV donnent 0,15-0,33 et 0,88 pour valeur du rapport, ce qui correspond respectivement à du grossulaire, du grossulaire ferrifère et de l'andradite. Les variations de composition des grenats sont aussi mises en évidence par les mesures d'indices de réfraction.

On remarque plus spécialement que le *magnésium s'est concentré dans l'idocrase*, et éventuellement le pyroxène (diopside). Il est aussi caractéristique que l'idocrase atteigne sa teneur maximale possible en fer alors que les grenats associés restent très loin de leur saturation en fer. Peut-être peut-on rapprocher ce fait de l'observation déjà notée que l'idocrase a probable-

TABLEAU XIV

Analyses de grenatites d'Azegour

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	37,7	35,60	34,15	37,20	36,56	40,00	35,43
TiO_2	0,90	0,90	néant	1,15	—	—	—
Al_2O_3	17,8	14,00	2,35	16,35	16,43	22,67	—
Fe_2O_3	4,6	10,90	26,55	3,20	1,60	—	31,50
FeO	1,5	—	3,55	2,40	4,37	—	—
MgO	0,5	2,95	0,70	3,65	3,01	—	—
CaO	32,35	30,90	31,05	32,80	32,84	37,33	33,07
MnO	0,63		0,15	0,45	traces		
Na_2O	1,00	0,47	0,55	0,45	1,55	—	—
K_2O	0,45	1,18	0,48	0,35	0,63	—	—
P_2O_5	0,12	—	0,43	0,14	—	—	—
CO_2	2,35		0,50	0,37		—	—
H_2O^+	0,44	2,45	0,07	0,45	2,73		
H_2O^-	0,13		0,30	0,45			
F	—	—	néant	1,33	—	—	—
Total	100,47	99,35	100,83	100,74	99,72	100,00	100,00

Paramètres de Niggli

al	20,0	14,9	2,3	17,4	17,3	25	—
fm	11,5	22,9	40,3	18,3	16,7	—	40
c	66,1	60,1	56,0	63,1	62,7	75	60
alk	2,4	2,1	1,4	1,2	3,3	—	—
si	71,9	64,6	57,8	66,8	65,2	75	60
$Fe''' / Al + Fe'''$	0,15	0,33	0,88	—	—	0,00	1,00

1 — Grenatite « blonde ». Etage 1 488 m, à 10 m au S de l'entrée de la mine. Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, octobre 1951.

2 — « Grenatite franche ». Analyse R. GROSCLAUDE [1933].

3 — Grenatite vert-noir compacte. Etage 1 514 m, 20 m au N du puits 2. Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, mars 1952.

4 — Idocrasite à duparcite. Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, novembre 1951.

5 — Duparcite. Analyse S.E. NICOLET [1933].

6 — Grossulaire théorique : $3SiO_2.Al_2O_3.3CaO$.

7 — Andradite théorique : $3SiO_2.Fe_2O_3.3CaO$.

ment cristallisé avant le grenat. En présence de magnésium, il se formerait de l'idocrase et du diopside et non du grenat, dans les conditions réalisées lors du métamorphisme. Puis, le magnésium ayant été fixé, le grenat se serait développé. Mais ceci n'est sans doute qu'une vue partielle du problème, d'autres facteurs doivent intervenir. En particulier, il semble bien d'après l'examen des échantillons que l'idocrase ait une dilection particulière pour l'orthose : ces deux minéraux sont très souvent associés dans les grenatites, les idocrasites contiennent constamment de l'orthose et dans certaines grenatites (*Cf. ci-dessous*) on trouve de l'idocrase bien développée en compagnie d'orthose dans des formations géodiques. Enfin d'après le mode de gisement dans la mine d'Azegour les grenatites à idocrase et les idocrasites se trouvent au voisinage des roches volcaniques et non autour des massifs calcaires. Au total il est possible que l'idocrase se forme de préférence au grenat, dans un milieu calcaire contenant des silicates alcalins et du magnésium.

2° La **variété compacte** de grenatites à idocrase ferrifère est moins fréquente que la variété grenue. On a trouvé, en particulier dans le puits François, des grenatites à grossulaire brun clair, compactes, renfermant des prismes d'idocrase ferrifère dépassant 10 cm de longueur (pl. 11, photo 1). D'une façon générale, dans ces grenatites compactes les grenats ont une teneur en fer plus faible que les grenatites à idocrase grenues. Mais tous les intermédiaires existent entre les deux types extrêmes, et il n'est intéressant de distinguer un type compact que du point de vue de la minéralisation en molybdénite qui y prend une forme spéciale, en remplissage de fissures (*Cf.* chap. 11).

3° **Variété avec nodules à gros cristaux.** — Cette variété de grenatites à grossulaire et idocrase est assez rare. On en trouve un exemple dans le ravin au-dessus de l'entrée de la mine d'Azegour. La roche, assez massive, renferme des nodules de quelques centimètres à un décimètre de diamètre constitués de gros cristaux d'idocrase ferrifère (duparcite), de feldspaths (orthose et albite) et de calcite, entre lesquels se trouvent des rosettes de molybdénite et quelques grains de pyrite.

L'idocrase est en prismes assez trapus, vert foncé, à faces nettes. Les feldspaths moulent les cristaux d'idocrase. De petits dodécaèdres rhomboïdaux de grossulaire se sont développés çà et là. Enfin la calcite enrobe tous ces minéraux, remplissant les vides entre eux.

La masse de la roche est formée de grenat grossulaire, d'idocrase ferrifère et d'une quantité notable de feldspaths (orthose et plagioclases acides) paraissant rongés par les silicates calciques. On note encore un peu d'épidote et de chlorite se développant aux dépens de l'idocrase principalement, et quelques grains de sphène.

Il s'agit sans doute d'un calcaire à éléments volcaniques métamorphisé. Dans la masse de la roche, comme dans les nodules à gros cristaux, l'idocrase a terminé sa croissance alors que les grenats continuaient à se développer. Les feldspaths ont été résorbés, la potasse et la soude déplacées se retrouvent au moins partiellement dans l'orthose et l'albite des nodules.

La présence de gros cristaux d'idocrase dans les nodules met aussi en évidence une migration de magnésium, que laissait déjà supposer le remplacement, dans la masse de la roche, de l'idocrase relativement riche en magnésium par des grenats qui n'en contiennent pas.

Une comparaison s'impose encore. Dans certaines grenatites de Sidi Bou Othmane (Jebilet) presque identiques à celles d'Azegour, mise à part leur richesse en graphite, on trouve des nodules de gros cristaux d'épidote pauvre en fer, de feldspaths (orthose et albite) et de calcite, accompagnés de grossulaire et de quelques mouches de molybdénite et de pyrite. L'analogie avec les nodules des grenatites d'Azegour est frappante ; seulement, à Sidi Bou Othmane, l'idocrase est absente et l'épidote tient sa place. Mais on a déjà noté que dans les grenatites d'Azegour, l'idocrase est parfois rongée par de l'épidote. On peut alors supposer, avec vraisemblance, que de légères variations des conditions de formation suffisent à déterminer la formation d'épidote au lieu d'idocrase ou inversement.

3 — Idocrasites ferrifères

Ces roches sont presque uniquement formées d'idocrase ferrifère (duparcite), vert foncé, en prismes très allongés, accolés parallèlement ou presque en gerbes obliques les unes sur les autres (pl. 11, photo 2). Un peu de grossulaire brun se développe çà et là, interrompant les prismes d'idocrase. Entre ces prismes on distingue assez souvent des croûtes rougeâtres d'un feldspath alcalin, et parfois un peu de calcite ou de fluorine. Enfin de fines paillettes, peu nombreuses, de molybdénite parsèment la roche d'une façon à peu près constante ; de la pyrite et de la chalcopyrite ne s'observent que rarement en très petite quantité.

L'examen des plaques minces confirme les caractères macroscopiques : développement local de grenat, souvent aux dépens de l'idocrase, cristallisation intersticielle de feldspaths alcalins, de calcite, de fluorine. En outre, il permet d'observer occasionnellement le développement d'épidote jaune ferrifère rongeant l'idocrase et l'altération en chlorite progressant dans des fissures des cristaux.

L'analyse 4 du tableau XIV donne un exemple de la composition des idocrasites ferrifères ; elle est très voisine de l'analyse type de la duparcite publiée par S. E. Nicolet [1933] et reproduite dans la colonne 5. Les teneurs en silice, en chaux et en alumine sont à peu près identiques à celles des grenatites à grossulaire. Par contre, la teneur en magnésie est plus forte dans les idocrasites que dans les grenatites à peu près exemptes de diopside. Enfin, la présence du fluor dans les idocrasites pose deux nouveaux problèmes, celui de l'influence du fluor sur la formation de l'idocrase, et celui de son rôle dans la minéralisation. Mais ces deux problèmes ne peuvent guère être abordés à Azegour car, si l'idocrase est assez bien confinée dans les grenatites à molybdénite, par contre la fluorine est dispersée en petite quantité dans toutes les grenatites qu'elles soient minéralisées en molybdénite, en scheelite ou en pyrite, ou stériles.

Tous les intermédiaires existent entre les idocrasites ferrifères et les grenatites à grossulaire et idocrase. Les idocrasites ne représentent qu'un type extrême spécial des grenatites au sens large, dû à des conditions spéciales de composition, réalisées localement au cours du métamorphisme des roches calcareuses.

4 - Grenatites à andradite

Composition minéralogique

Le grenat qui constitue la plus grande partie de ces roches est une andradite plus ou moins aluminifère. On trouve tous les intermédiaires entre les grenatites à andradite presque pure et les grenatites à grossulaire.

Les caractères qui différencient les grenatites à andradite des grenatites à grossulaire sont, outre leur couleur vert-foncé, liée à la teneur en fer de leur grenat :

— l'absence systématique d'idocrase ;

— la présence de calcite, parfois assez abondante, en nodules alors que les grenatites à grossulaire contiennent surtout des nodules de quartz ;

— l'altération chloriteuse généralement plus poussée que dans les grenatites à grossulaire ;

— la présence, assez fréquente, de filonnets de dolomie liés à une altération profonde de la roche ;

enfin, la minéralisation constituée normalement de scheelite parfois de pyrite, tandis que la molybdénite est absente ou très subordonnée.

Comme constituants accessoires on trouve des pyroxènes de la série diopside-hédenbergite, du quartz, de la fluorine et des minerais : scheelite, pyrite, hématite principalement.

Variétés

On distinguera deux variétés principales de grenatites à andradite : l'une grenue à grain moyen, l'autre compacte, et deux variétés accessoires : l'une à gros cristaux, l'autre à andradite jaune.

1° **Variété grenue à grain moyen.** — Ce type de grenatite à andradite est le plus répandu, c'est aussi le plus important car il renferme les concentrations de scheelite. Les grenats ont une tendance nette à prendre leurs formes propres, et sur les cassures apparaissent fréquemment des faces libres de dodécaèdres rhomboïdaux. La grosseur des cristaux est généralement de l'ordre du centimètre, elle ne dépasse guère 2 cm et ne descend pas au-dessous de 2 à 3 mm. Les cristaux sont plus ou moins soudés entre eux, et on trouve tous les intermédiaires entre des grenatites compactes et des grenatites friables, s'écrasant sous les doigts. Les interstices entre les grenats sont remplis généralement par de la calcite, se rassemblant fréquemment en nodules et en filonnets discontinus, sans orientation privilégiée. Le quartz est nettement moins abondant que la calcite. Çà et là de petits agrégats de fluorine blanche, rose ou violette, tient la place de la calcite.

On remarque, dans les grenatites à andradite, des traînées, de petits amas de grenat grossulaire, qui se distinguent du fond vert sombre de la roche par leur couleur virant au brun. Les nodules de calcite sont souvent auréolés de grenats bruns.

Il s'agit de grenats de formation tardive, dont la composition se rapproche graduellement de celle du grossulaire. En plaques minces, on observe, dans ces cas, des zones de moins en moins riches en fer de l'intérieur vers l'extérieur. La partie interne des grenats est de l'andradite, souvent isotrope, tandis que les zones externes sont anisotropes (pl. 7, photo 4). Ces cristallisations tardives de grenat alumineux montrent que, en présence de beaucoup de fer, l'andradite s'est formée de préférence au grossulaire, dans les conditions réalisées lors du métamorphisme.

Ceci implique une migration de l'aluminium dans les grenatites en voie de formation, et cette migration a sans doute pu se produire à grande échelle dans les importantes masses de grenatites à andradite de la mine d'Azegour.

On observe quelquefois localement le phénomène inverse ; des grenats dont les zones externes sont plus riches en fer que les zones internes. Ceci montre qu'il y a eu des oscillations des teneurs en fer, mais l'évolution générale demeure vers un appauvrissement en fer en fin de formation des grenatites.

Grenatites à andradite et hédenbergite — Les grenats contiennent fréquemment de petites inclusions de pyroxènes, généralement du diopside, tandis qu'à leur voisinage se trouvent parfois des amas de pyroxènes ferrifères (hédenbergite). La proportion d'hédenbergite dans la roche est très variable et tous les intermédiaires existent entre les grenatites à andradite à peu près exemptes de pyroxènes et des pyroxénites à hédenbergite.

Les relations entre les pyroxènes et les grenats sont difficiles à interpréter, cependant il est des cas où les grenats remplacent nettement les pyroxènes (pl. 12, photos 1, 2, 3), tandis que le phénomène inverse ne se rencontre pas. De plus, il arrive assez souvent que des grenats très frais voisinent avec des pyroxènes entièrement ouralitisés. Il est difficile d'admettre une altération des pyroxènes sans que soient touchés les grenats, étant donnée la fréquence dans le gisement des roches à andradite chloritisée.

On est alors amené à conclure que les pyroxènes ont terminé leur formation alors que les grenats continuaient à croître. Les pyroxènes ferrifères occupent, par rapport aux grenats, la même position que l'idocrase ferrifère dans les grenatites à grossulaire et idocrase. On retrouve là encore un indice de migration du magnésium par remplacement d'un minéral magnésien (molécule diopside) par du grenat exempt de magnésium.

2° **Variété compacte.** — Ces grenatites sont constituées par de l'andradite, massive, dense, de couleur vert foncé presque noire. La cassure est inégale, à éclat résineux. La roche contient quelques nodules de calcite,

sur les bords desquels apparaissent souvent de l'oligiste et des cristaux d'andradite verte soudés d'un côté à la masse. Quelques traînées d'andradite verte, dans lesquelles on distingue parfois des cristaux incomplets, parcourent la masse de la roche. Ces grenatites compactes ne contiennent pas de minéralisation : à part un peu d'oligiste, il n'y a ni molybdénite, ni scheelite, ni pyrite, ni chalcopyrite.

En plaques minces, le grenat apparaît verdâtre, sillonné de nombreuses fissures très minces soulignées par de l'hématite. Les fissures sont parfois nettement orientées (pl. 29, photo 4) en concordance avec les directions générales de fissuration de la région d'Azegour. Le grenat est isotrope ; seules les traînées verdâtres et les bords des nodules de calcite montrent des grenats à zones anisotropes. En dehors du grenat, de la calcite et des oxydes de fer, la roche ne contient que des traces de pyroxènes, en fines inclusions dans le grenat, et parfois un peu de chlorite et de quartz.

Passage du type grenu au type compact — Il existe toute une gamme de grenatites présentant des bandes alternativement compactes noirâtres et grenues verdâtres. Suivant l'importance relative de ces diverses bandes on peut les classer dans la variété compacte ou dans la variété grenue. On remarque seulement qu'il subsiste toujours des traînées grenues dans les grenatites compactes, alors que les grenatites grenues sans zones compactes sont abondantes. La variété compacte apparaît ainsi comme le terme extrême d'une évolution ; ce qui est en accord avec les observations sur le mode de gisement.

Composition chimique

L'analyse 3 du tableau XIV donne un exemple de composition d'une grenatite compacte vert-noir ; on remarque qu'elle se rapproche beaucoup de la composition de la molécule andradite théorique (colonne 7 du tableau). La roche contient très peu de calcite, de quartz de chlorite et d'hématite. On note encore la faible teneur en magnésium. Elle provient sans doute en grande partie de la chlorite et le grenat est pratiquement exempt de magnésium. Par contre, il contiendrait un peu de fer ferreux.

Les grenatites à andradite grenue ont une composition intermédiaire entre celle de ces grenatites compactes et celle des grenatites à grossulaire. Les variations de composition des grenats sont mises en évidence par les valeurs des indices de réfraction.

3° Variétés accessoires de grenatites à andradite

Grenatites à gros cristaux d'andradite — Ce type de grenatite se rencontre dans la portion de la « bande ouest » enclavée dans le granite. Elle forme là des bancs de plusieurs mètres d'épaisseur, alternant parfois avec des bancs de pyroxénite. La roche est constituée par des cristaux d'une andradite vert foncé, en dodécaèdres rhomboïdaux de 1 à 8 cm de diamètre, par-

tiellement soudés les uns aux autres (pl. 11, photo 3). L'érosion dégage les faces de cristaux incomplets. Ce type particulier de grenatite se rattache aux grenatites à andradite compacte ; il a même composition qu'elles et comme elles, ne renferme aucune minéralisation, à part un peu de pyrite.

Grenatites à andradite jaune — Dans les grenatites à andradite grenue, il se constitue généralement de petits nodules et des traînées de grossulaire de formation tardive. Très localement, au lieu de grossulaire, apparaît de l'andradite jaune en cristaux agglomérés, de l'ordre du millimètre, qui développent leurs faces lorsqu'ils se trouvent en contact avec de la calcite ou de la fluorine.

Par exemple, dans la galerie de l'étage 1 458 m (+ 90 m-+ 155 m), on trouve une grenatite à andradite et hédenbergite vert foncé finement grenue (1 mm), assez friable, parcourue par des traînées parallèles N-S, d'andradite jaune. La roche est riche en fluorine blanche tachée de violet, irrégulièrement distribuée s'amassant parfois en nodules ; elle ne contient qu'un peu de pyrite comme minerais. L'andradite verte qui forme le fond de la roche a un indice de réfraction $n = 1{,}81$, ce qui correspond à peu près à un rapport $Fe''' : Al + Fe''' = 0{,}70$, tandis que l'andradite jaune, avec un indice $n = 1{,}88$ est à peu près exempte d'alumine.

L'évolution des grenats vers le terme ferrifère en fin de formation est opposée à l'évolution normalement observable vers le terme aluminifère. On peut se demander si le fluor n'a pas joué un rôle dans ce cas, en favorisant la fixation du fer dans la molécule de grenat. Cependant, il existe de nombreux cas où de la fluorine abondante dans des grenatites n'est pas accompagnée d'andradite jaune tardive.

b — LES PYROXÉNITES

Les pyroxènes qui constituent les pyroxénites d'Azegour appartiennent à la série diopside-hédenbergite [$2SiO_2$.(Mg,Fe)O.CaO]. On distinguera dès lors : des pyroxénites à diopside et des pyroxénites à hédenbergite, suivant que le rapport Mg : Fe, dans les pyroxènes constituant la roche, est supérieur ou inférieur à 1. La coupure entre ces deux groupes de pyroxénites est beaucoup plus nette que celle entre les grenatites à andradite et les grenatites à grossulaire ; les termes intermédiaires sont relativement rares dans la région d'Azegour. Le mode de gisement explique ce fait : les pyroxénites à hédenbergite se trouvent entre les massifs de calcaires recristallisés et les grenatites à andradite, tandis que les pyroxénites à diopside sont situées au voisinage des grenatites à grossulaire et des roches pyroclastiques auxquelles elles passent souvent graduellement.

Sur le terrain, *la distinction entre les pyroxénites à hédenbergite et les pyroxénites à diopside est aisée.* En effet, les pyroxénites à hédenbergite ont une coloration vert-foncé ; les cristaux sont généralement nettement discernables à l'œil nu et ils sont parfois très grands ; enfin, ils sont très souvent altérés en amphibole, la roche devenant alors quelque peu friable. Tandis que les pyroxénites à diopside sont blanches ou vert clair, compactes, à grain fin souvent indiscernable à l'œil nu ; enfin elles ne sont pas altérées. On peut dès lors facilement les confondre avec des roches du complexe volcanique, le caractère distinctif le plus simple est sans doute la densité plus élevée : 3,3 pour le diopside contre 2,6-2,7 pour les roches volcaniques.

1 — Pyroxénites à diopside

Les pyroxénites à diopside sont des roches blanches ou faiblement teintées de vert, compactes et denses. Le grain est généralement fin, le plus souvent indiscernable à l'œil nu.

En plaques minces, le diopside se présente en grains trapus, xénomorphes, de grosseur assez constante dans un même échantillon, mais variable de l'un à l'autre de 1 mm à moins de 0,1 mm. Dans ce fond grenu on observe parfois des traînées de grains un peu plus gros. La forme ramassée du diopside s'oppose nettement à la forme prismatique allongée des cristaux d'hédenbergite.

Le diopside est parfois le seul constituant de la roche, mais le plus souvent il s'y ajoute un peu de quartz, de calcite, de grenat, d'idocrase, de feldspaths plus ou moins altérés et beaucoup plus rarement de la wollastonite et de l'épidote. On notera que les pyroxénites à diopside ne sont pas altérées, il ne se forme un peu de chlorite que lorsque le diopside est assez nettement ferrifère. Le quartz n'est jamais très abondant. Il existe des marbres à diopside (*Cf.* p. 103), mais le passage aux pyroxénites à diopside est très brutal et on ne trouve qu'exceptionnellement des roches riches à la fois en calcite et en diopside. Par contre, on peut observer tous les intermédiaires entre les pyroxénites à diopside et des grenatites à grossulaire d'une part, des roches volcaniques d'autre part.

Fréquemment de petits nodules bruns de grossulaire se développent au sein des pyroxénites à diopside.

En plaque mince, on voit des grains de grenat, de formes très capricieuses, constituant un lacis dans le fond de diopside (pl. 13, photo 1). En se développant le grenat englobe des grains de diopside et envahit toute la roche. Les structures sont exactement semblables à celles des roches intermédiaires entre les pyroxénites à hédenbergite et les grenatites à andradite ; cependant à cause de la forme rétractée non seulement des grains de grenat mais aussi de ceux de diopside, il est bien difficile de dire s'il y a eu réellement remplacement du diopside par le grenat, ou simplement formation plus tardive du grenat, en plus ou moins grande quantité, suivant la composition initiale de la roche. Cette dernière interprétation s'impose dans les cas, assez fréquents, où la roche présente une orientation nette avec lits alternativement riches et pauvres en grenats.

Dans les roches pyroclactiques riches en calcite (*Cf.* chap. 5), il se développe du diopside en plus ou moins grande quantité ; il y a ainsi passage aux pyroxénites à diopside.

L'analyse 1 du tableau XV correspond à une pyroxénite à diopside contenant un peu de grossulaire et des traces de feldspaths altérés qui expliquent la teneur en alumine. Le rapport $MgO : FeO = 3,6$ montre que le pyroxène, constituant largement dominant de la roche, est un diopside ; ce que confirme l'indice de réfraction $ng \simeq 1,71$. Les mesures d'indice de réfraction indiquent dans les diverses pyroxénites à diopside des teneurs en fer variables, le plus souvent faibles ou très faibles.

TABLEAU XV

Analyses de pyroxénites, de roches à épidote à wollastonite ou à wernérites d'Azegour

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	52,80	41,15	45,93	47,80	50,62	40,10	48,03
TiO_2	0,00	0,40	traces	néant	0,05	0,50	0,54
Al_2O_3	1,43	0,65	0,07	0,98	traces	18,60	9,90
Fe_2O_3	0,30	3,22	4,72	10,15	néant	10,07	0,10
FeO	7,20	17,40	20,30	13,85	0,57	4,65	14,37
MnO	0,32	1,73	3,04	4,00	0,98	0,21	0,41
MgO	14,25	0,94	0,65	3,00	2,12	2,85	3,78
CaO	23,15	25,12	22,33	16,65	45,05	18,80	20,40
Na_2O	0,67	0,61	1,04	0,35	—	0,82	1,24
K_2O	0,00	néant	0,62	0,22	—	0,00	néant
P_2O_5	néant	0,04	0,07	0,11	0,31	0,04	0,25
CO_2	néant	7,56	0,73	2,53	0,45	0,50	0,25
S	néant	0,18	néant	néant	—	néant	néant
Cl_2							0,38
H_2O	0,11	1,17	0,52	0,44	0,32	3,05	néant
H_2O					0,04	0,10	0,41
Total	100,23	100,17	100,02	100,08	100,51	100,29	100,06

1 — Pyroxénite à diopside, vert pâle. Tizgui, rive gauche de l'Ouadaker. Analyse T. DE CICHOCKI, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, novembre 1955.

2 — Pyroxénite à hédenbergite. Mine d'Azegour, niveau 1 448 m au N de la colonne 3C. Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, janvier 1954.

3 — Pyroxénite à hédenbergite. Azegour, « bande Ouest » (221,86-68,28). Analyse T. DE CICHOCKI, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, novembre 1954.

4 — Pyroxénite à hédenbergite ouralitisée. Mine d'Azegour, niveau 1 488 m, « magasin Cara ». Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, novembre 1951.

5 — Wollastonitite contenant un peu de diopside et des traces de grossulaire. Tizgui, étage 1 378 m. Analyse P. COISSET, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, mai 1952.

6 — Filonnet d'épidote dans un schiste métamorphique. Azegour, étage 1 488 m, avancement sud au toit (+ 240 m- + 200 m). Analyse T. DE CICHOCKI, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, janvier 1956.

7 — Roche litée à scapolite et hédenbergite. Sud du village d'Adrhous (221,18-69,20). Analyse T. DE CICHOCKI, *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, novembre 1954.

2 - Pyroxénites à hédenbergite

Ce sont des roches vert foncé, constituées en presque totalité par de l'hédenbergite, qui montre ses lamelles brillantes de clivage sur les cassures. La grosseur du grain est extrêmement variable et il est intéressant du point de vue de la minéralisation de distinguer deux variétés :

Variété à grain fin ou moyen, dont la longueur varie généralement de 0,1 à 1 cm. Les cristaux sont entrecroisés en tous sens (pl. 13, photo 2).

Variété à grands cristaux, dont la longueur dépasse nettement 1 cm et peut atteindre 30 cm (pl. 11, photo 4). Ils sont groupés en éventails, obliques les uns sur les autres, avec une direction moyenne d'allongement généralement assez nette, transversale à la stratification des couches. Parfois ils sont soudés entre eux par des cristaux moyens ou même fins.

Seule la variété à grain fin ou moyen peut contenir de la minéralisation ; les pyroxénites à grands cristaux sont toujours stériles.

A côté de l'hédenbergite, les pyroxénites contiennent toujours un peu de calcite, de quartz et d'oxydes de fer. La cristallisation de ces minéraux a été tardive, elle s'est faite dans les interstices, dans les fissures de l'hédenbergite et elle a fréquemment donné lieu à des remplacements partiels parfois avec bordures ferrugineuses de réaction (pl. 13, photos 3 et 4). La calcite s'agglomère souvent en nodules et en traînées discontinues. La proportion de calcite peut être importante et il y a passage aux marbres purs. Cependant ce passage est brusque et non progressif ; les roches intermédiaires sont très peu abondantes. Rarement, un peu de fluorine prend la place de la calcite.

Le grenat est souvent totalement absent. Cependant, on a déjà vu que tous les intermédiaires existent entre les pyroxénites à hédenbergite et les grenatites à andradite, le grenat paraissant alors se développer aux dépens du pyroxène. L'épidote est très rare ; on en rencontre exceptionnellement de petits cristaux vert-jaune dans le quartz intersticiel. Enfin, les pyroxénites à hédenbergite sont assez fréquemment traversées par des filonnets de dolomie blanche. On reviendra sur cette question en examinant les pyroxénites altérées.

Composition chimique - Le tableau XV donne deux analyses de pyroxénites à hédenbergite non altérée (analyses 2 et 3). La roche correspondant à l'analyse 2 contient une proportion notable de calcite. On remarque, dans les deux analyses, les faibles teneurs en alumine et en magnésie, opposées aux fortes teneurs en chaux et en fer ferreux. La teneur assez élevée en fer ferrique est en partie attribuable aux oxydes de fer qui accompagnent les pyroxènes. On notera encore les teneurs non négligeables en manganèse : celui-ci entre certainement, en compagnie du fer ferreux, dans la composition des pyroxènes.

c — LES GRENATITES ET PYROXÉNITES ALTÉRÉES

Les grenatites à andradite et les pyroxénites à hédenbergite riches en fer, sont souvent altérées ; par contre les grenatites à grossulaire et les pyroxénites à diopside, pauvres en fer, ne le sont généralement pas.

Avant d'examiner ces roches, il est nécessaire de préciser qu'il ne sera pas question ici des roches d'affleurement qui ont subi une altération météorique, mais seulement des roches altérées se trouvant à tous les étages de la mine d'Azegour, en dehors de tout accident tectonique et bien au-dessous de la zone d'altération de surface. Cette zone est d'ailleurs très mince, car l'érosion est active sur les pentes abruptes de la région et fréquemment des roches fraîches se rencontrent en affleurement.

On peut distinguer deux stades dans l'altération des grenatites et des pyroxénites :

— dans un *premier stade*, les grenats et les idocrases ferrifères sont plus ou moins chloritisés, tandis que les pyroxènes ferrifères sont ouralitisés, on observe alors tous les intermédiaires entre des pyroxénites à hédenbergite et des amphibolites à ouralite.

— dans un *second stade*, les grenatites et les pyroxénites sont envahies par de la dolomie mêlée de quartz ; il se forme encore des chlorites, et aussi du talc, et finalement les grenats et les pyroxènes peuvent être complètement résorbés.

1 — Pyroxénites à hédenbergite ouralitisée (amphibolites)

Le premier indice que l'on rencontre d'une transformation de l'hédenbergite formée au cours du métamorphisme, est sans doute son remplacement partiel par la calcite de formation tardive.

Le pyroxène n'est pas altéré, mais ses cristaux sont parfois nettement rongés par la calcite et éventuellement une frange d'oxydes de fer vient marquer une réaction entre les deux minéraux (pl. 13, photos 3 et 4). Il n'y a sans doute eu là qu'un réajustement de l'équilibre à la fin de la formation des pyroxénites ; mais il indique déjà que le domaine de stabilité de l'hédenbergite était particulièrement étroit.

Dans les pyroxénites très peu altérées, les cristaux d'hédenbergite sont envahis par des filets d'ouralite (pl. 10, photo 3) dont le tracé paraît désordonné, tandis que les fibres d'ouralite restent orientées sur le réseau du pyroxène. On peut observer tous les stades entre ce début d'ouralitisation et une pseudomorphose complète de l'hédenbergite en ouralite. Il est

par exemple assez fréquent de trouver des résidus d'hédenbergite dans des grains presque entièrement pseudomorphosés en ouralite (pl. 14, photo 1). En outre, même lorsqu'il ne subsiste aucune trace de pyroxène, on peut encore parfois reconnaître des contours de cristaux correspondant indubitablement à des formes de pyroxènes, identiques à celles de l'hédenbergite non altérée (pl. 10, photo 4).

L'ouralitisation des pyroxènes apparaît parfois comme une simple transformation de l'hédenbergite en amphibole, sans aucune autre modification de la roche. Mais souvent elle s'accompagne, d'une part de la séparation d'une partie du fer sous formes d'oxydes, d'autre part de la formation de chlorite. L'hématite et la chlorite ainsi formées se sont déposées le long des fissures et des clivages des cristaux (pl. 14, photo 2), se rassemblant çà et là en petits agrégats. On remarque que les filets de chlorite traversent quelquefois, sans changer de direction, plusieurs cristaux de pyroxène. On est ainsi conduit à penser qu'il y a eu dans la roche des circulations de solutions, venant de l'extérieur, et que l'altération leur est imputable, même lorsqu'elles n'ont laissé aucune trace interprétable.

La chlorite qui se forme généralement est une chlorite ferrifère (brunsvigite ou diabantite). Néanmoins, sa teneur en magnésium est considérable. Les pyroxénites à hédenbergite non altérées étant pratiquement exemptes de magnésium (tableau XV, anal. 2 et 3), on arrive encore à la conclusion qu'il y a eu apport dans la roche, postérieurement à sa formation.

L'analyse 4 du tableau XV correspond à une pyroxénite altérée, elle met en évidence par comparaison avec les analyses de pyroxénites non altérées, une oxydation partielle du fer ferreux et un enrichissement en magnésium.

2 Grenatites à chlorite

Les grenats riches en fer sont souvent partiellement altérés. De la chlorite ferrifère se développe dans les fissures des cristaux de grenat et se rassemble en petits agrégats fibro-radiés sur leur pourtour. La chloritisation attaque parfois certaines zones des grenats, de préférence à d'autres. Elle peut être assez profonde pour donner des roches où la chlorite est le principal constituant, des résidus de grenat attestant que la roche a passé par le stade de grenatite.

Comme dans les pyroxénites, le développement de chlorite dans les grenatites à andradite exige un apport de magnésium postérieur à la formation des grenats. Cependant aucun autre minéral magnésien ne vient matérialiser cet apport ; seule, la disposition des fissures chloritisées, indépendante de la direction des grenats, vient parfois suggérer que des solutions riches en magnésium ont circulé dans la grenatite.

Cas des grenatites à idocrase et des idocrasites

Le grenat a une composition voisine du grossulaire, tandis que l'idocrase est relativement très ferrifère. Le plus souvent, l'altération n'attaque que l'idocrase, laissant intact le grenat (pl. 12, photo 4). L'altération de l'idocrase ferrifère est tout à fait semblable à celle de l'andradite ; elle procède par fissures remplies de chlorite ferrifère, mêlée de talc, et se développe plus rapidement dans certaines zones des cristaux que dans d'autres. Les filets d'altération traversent parfois, sans dévier, plusieurs cristaux d'idocrase d'orientation différente ; on retrouve ici encore des indices d'un apport extérieur même dans les roches peu altérées.

L'idocrase pauvre en fer ne s'altère que difficilement ; la différence de comportement à l'altération entre les idocrases, suivant la teneur en fer, est donc la même qu'entre l'andradite et le grossulaire ou entre le diopside et l'hédenbergite.

On notera encore que l'épidote résiste bien à l'altération, si on la compare aux cristaux environnants de grenat ou d'idocrase. Ceci concorde avec la formation tardive de l'épidote : elle se trouvait encore dans des conditions de stabilité alors que les silicates formés avant commençaient à se résorber. Cependant, on peut parfois observer un remplacement de l'épidote par de la chlorite et du quartz.

3 — Roches à chlorite, talc et dolomie

Des grenatites à andradite et surtout des pyroxénites à hédenbergite sont envahies par des filonnets de dolomie blanche mêlée de quartz en plus ou moins forte proportion. On observe généralement un système principal de filonnets, de 1 à 5 cm d'épaisseur, plus ou moins grossièrement parallèles qui traversent l'ensemble de la roche. A partir de ces filonnets, la dolomie diffuse dans la roche, attaquant les silicates ferrifères et formant des veinules microscopiques (pl. 15, photo 1) et, çà et là, des nodules pouvant atteindre une vingtaine de centimètres de diamètre.

La transformation des grenats et des pyroxènes est plus ou moins profonde suivant les cas.

Les grenats subissent d'abord une forte chloritisation fissurale qui progresse plus activement dans certaines zones des cristaux, (pl. 15, photo 2) ; puis la dolomie elle-même envahit les cristaux, il se forme un peu de talc en très fines paillettes intimement mêlées à la chlorite ferrifère. Il reste toujours quelques îlots résiduels de grenat. On notera en passant que l'altération du grenat se fait quelquefois, mais rarement, par des fissures remplies d'un silicate magnésien qui paraît être du chrysotile (pl. 15, photo 3).

L'hédenbergite est beaucoup plus facilement altérée que le grenat. Le premier stade de sa transformation donne de l'ouralite ; mais, dans les pyroxénites envahies par la dolomie, ce stade est largement dépassé. L'ouralite est le plus souvent complètement remplacée par une chlorite ferrifère mêlée de fibres de talc et il est très rare d'observer encore un résidu du pyroxène primitif. La proportion de talc et de chlorite est très variable suivant les échantillons et, dans certains cas, les cristaux de pyroxène sont entièrement pseudomorphosés en talc sans

chlorite. Enfin, le remplacement des pyroxènes par la dolomie et le quartz peut être total ; les anciens cristaux de pyroxènes ne sont plus marqués que par des alignements de chlorite, de talc et d'oxydes de fer (pl. 14, photo 4). Il ne serait d'ailleurs souvent guère possible d'interpréter de telles structures résiduelles, si l'on ne suivait la progression du remplacement d'un échantillon à l'autre.

La chlorite formée par altération des grenats et des pyroxènes, sous l'action des solutions magnésiennes, et les oxydes de fer libérés par cette altération, apparaissent comme très mobiles.

La chlorite s'amasse en bordure des cristaux altérés, elle constitue çà et là des agrégats fibro-radiés (pl. 15, photo 4). Les oxydes de fer se rassemblent et l'on voit des lamelles d'oligiste s'individualiser sur les bords des amas ainsi constitués (pl. 14, photo 3). Il est donc certain qu'une partie au moins de l'oligiste qui accompagne la chalcopyrite dans les pyroxénites altérées ou qui parsème certaines roches carbonatées au voisinage des pyroxénites, provient de l'altération de l'hédenbergite. On peut aussi expliquer la présence de la chlorite en abondance dans de petits amas de quartz ou de carbonates par la mobilité de ce minéral d'altération.

On notera enfin que, si les phénomènes d'altération des grenats et des pyroxènes sont extrêmement nets dans les roches envahies par de la dolomie, il existe aussi des cas où les remplacements se font par de la calcite mêlée ou non de dolomie.

On remarque alors que, si les pyroxènes sont complètement altérés, les grenats sont généralement moins profondément chloritisés. L'apport en magnésium a donc dû être plus faible et on peut penser que la calcite a deux origines : d'un côté par apport direct, d'un autre côté par échange de magnésium, et peut-être de calcium, entre la dolomie et les silicates calciques.

d TYPES ACCESSOIRES DE ROCHES À SILICATES CALCIQUES

Dans ce paragraphe sont groupées des roches métamorphiques que l'on ne rencontre que très localement, en petite quantité, dans la région d'Azegour. Elles sont constituées en majeure partie de l'un des silicates calciques suivants : wollastonite, épidote et wernérite.

1 — Wollastonitites

Ce sont des roches blanches, à structure fibreuse ou lamellaire, très tenaces. Elles sont formées presque uniquement de wollastonite, en lamelles grossièrement orientées atteignant parfois 2 à 3 cm de longueur, soudées par des lamelles beaucoup plus fines. Çà et là, se développe un peu de grossulaire qui interrompt les lamelles de wollastonite et parfois s'insinue entre elles. Le grossulaire forme ainsi de petits nodules ou des cristaux isolés qui tranchent par leur couleur brune sur le fond blanc de la roche.

Il n'existe pratiquement pas de roches intermédiaires entre les wollastonitites et les grenatites claires, le passage d'une roche à l'autre est extrêmement brutal. En outre, s'il y a presque toujours un peu de grenat dans les wollastonitites, par contre, il n'y a pas de wollastonite dans les grenatites.

On trouve quelquefois des roches formées de diopside plus ou moins ferrifère et de wollastonite, par exemple sur la crête limitant au N le carreau de la mine ou dans la « bande ouest ». Le diopside, en grains fins, ronge nettement les lamelles de wollastonite et s'insinue dans leurs fissures ; le remplacement libère du calcium qui est en partie fixé, sous forme de calcite, dans la zone de réaction.

La wollastonite s'altère facilement, de deux façons différentes. Tantôt elle est remplacée par de la calcite avec un peu de quartz, la pseudomorphose en calcite étant souvent totale. Tantôt elle est envahie entièrement par des fibres orientées de talc ; la roche devient alors tendre et onctueuse.

L'analyse 5 du tableau XV donne un exemple de composition chimique d'une wollastonitite. La teneur relativement élevée (2,12 %) en magnésie ne peut entièrement être attribuée à la petite quantité de diopside présente dans la roche ; elle provient sans doute, d'une part de la wollastonite elle-même, d'autre part d'un début d'altération de la wollastonite en talc.

2 — Epidosites

Ce sont des roches vert-jaunâtre à grain fin ou très fin ; sur les affleurements une patine brune masque souvent la couleur vert-jaunâtre. Elles sont constituées par des grains d'épidote, peu allongés, orientés en tous sens. Parfois un peu de feldspaths alcalins de formation tardive s'insinue entre les grains d'épidote en les moulant, tandis que quelques rosettes de muscovite se développent dans les interstices (pl. 16, photo 3).

Les épidosites sont rares à Azegour ; on ne peut guère citer qu'un amas dans la bande de Toulkine au contact du granite. Cependant l'épidote se forme en petite quantité dans diverses roches :

Dans les grenatites, elle se développe le plus souvent aux dépens de l'idocrase ferrifère, quelquefois dans les grenats et dans les pyroxènes ferrifères.

Les structures de remplacement sont fréquemment très nettes (pl. 16, photo 4) ; d'autres fois, l'épidote se trouve dans la calcite et le quartz intersticiels sans rapport apparent avec les autres silicates calciques. Dans ces derniers cas, elle est souvent disposée en traînées, prenant parfois l'allure de véritables filonnets, au sein de la roche. La formation de l'épidote apparaît ainsi tardive dans tous les cas. Il est possible que le remplacement des grenats et des pyroxènes ait parfois été assez complet pour donner de véritables épidosites. Mais on n'a pas encore trouvé à Azegour de roches intermédiaires permettant d'étayer cette hypothèse.

Dans certaines roches volcaniques, dacitiques ou andésitiques, il s'est quelquefois formé de l'épidote en abondance. La roche est alors constituée en majeure partie de petits grains informes d'épidote vert-jaunâtre, entre lesquels apparaît une mosaïque de quartz et des résidus de plagioclases acides séricitisés.

L'épidote s'est développée au moins partiellement aux dépens des feldspaths, la silice libérée constituant alors la mosaïque de quartz. L'épidotisation des roches volcaniques est très sporadique ; on la rencontre aussi bien loin du granite, par exemple sur la crête au NW du village d'Adrhous, qu'à son voisinage immédiat. Elle est toujours très localisée, en traînées discontinues, de quelques mètres d'extension au maximum et n'est pas localisée dans des bancs bien déterminés. En outre, il est bien difficile d'expliquer pourquoi l'épidotisation ne s'est pas poursuivie dans des roches paraissant tout à fait homogènes. Son allure évoque un déplacement local de fluides dans une direction définie. Mais aucun indice ne permet de supposer qu'il y a eu un apport extérieur quelconque. De toute façon, le phénomène ne présente jamais une ampleur considérable et il n'entre pas dans le cadre de l'évolution normale des roches au cours du métamorphisme.

Dans les roches vertes, il s'est souvent formé un peu d'épidote (clinozoïsite) à l'intérieur des plagioclases calciques, mais l'épidote n'est jamais abondante et, en aucun cas, les roches vertes n'ont pu donner des épidosites par métamorphisme. Au contraire, comme il a déjà été signalé, à l'approche du granite, cette épidote a été résorbée au profit sans doute de la hornblende verte.

Calcaires métamorphiques à allanite et épidote

A l'étage 1 488 m de la mine d'Azegour, dans l'avancement sud au toit de la bande calcaire, une recoupe (−240 m-+ 200 m) a traversé des schistes métamorphiques, des grenatites et des pyroxénites fortement altérées et imprégnées de dolomie. Des filonnets d'épidote vert-jaune, obliques sur la stratification, traversent toutes ces roches et, à partir de ces filonnets, l'épidote diffuse dans les grenatites et pyroxénites altérées, tandis qu'elle s'avance dans certains lits des schistes métamorphiques. L'analyse 6 du tableau XV indique la composition chimique d'un filonnet d'épidote vert-jaune ; celle-ci est fortement ferrifère. Des cristaux d'allanite, parfois nombreux, gravitent autour des filonnets d'épidote dans les grenatites et pyroxénites ; l'association épidote-allanite est étroite et on observe des cristaux mixtes à cœur d'allanite. L'allanite est postérieure au grenat : elle remplit souvent des fissures du grenat. Elle a par contre été rongée par les produits d'altération des silicates calciques (chlorite et talc) et par la dolomie.

On remarque une injection lit par lit des schistes, par une aplite rose, qui arrive à former des amandes homogènes de plusieurs mètres d'extension au sein des schistes. En outre, l'aplite borde souvent les filonnets d'épidote dans les schistes ; et inversement, les filonnets traversent les amandes d'aplite. Il est curieux de noter, sans pouvoir fournir une explication valable, que l'allanite est localisée dans les grenatites et pyroxénites, tandis que les schistes et les aplites ne renferment que de l'épidote. On a déjà noté (chap. 2) que l'aplite représente probablement un apport pegmatitique ayant diffusé dans des calcaires métamorphiques déjà, en partie au moins, transformés en grenatites et pyroxénites. Ici, le développement d'épidote est nettement lié à un apport quartzo-feldspathique [Permingeat, 1956, a].

Conclusion

Dans tous les cas, l'épidote apparaît comme un minéral de formation tardive. Elle a pris naissance à partir de nombreux minéraux calciques : plagioclases, grenats et pyroxènes ferrifères et surtout idocrase ferrifère. Les températures de formation semblent être très diverses : dans de nombreux cas elles étaient certainement très basses (épidote des roches vertes et des roches pyroclastiques), dans quelques cas cependant l'épidote apparaît comme un minéral de température relativement haute (association avec la muscovite au contact du granite). L'association de l'épidote avec

des feldspaths est courante, qu'elle se soit développée dans une roche feldspathique, ou par suite d'un apport quartzo-feldspathique dans des roches calcaires. Mais aucun indice d'un tel apport n'est décelable dans certaines grenatites ou pyroxénites ferrifères, envahies par de l'épidote. Il semble que de légères variations des conditions de métamorphisme suffisent pour déterminer la formation d'épidote au lieu d'idocrase (*Cf.* p. 109). Il n'est pas possible ici de préciser toutes les variations de composition qui ont pu intervenir, mais les compositions globales restant comparables, il est possible que le facteur déterminant ait simplement été un faible abaissement de température.

3 — Roches à wernérites

On a déjà signalé l'existence de marbres à scapolite dans lesquels un peu de diopside accompagne la scapolite (p. 103).

L'association diopside-scapolite, en proportions variables, se retrouve dans des cornéennes litées ; le diopside est plus ou moins ferrifère et passe même à l'hédenbergite.

Par exemple, une cornéenne à grain fin, affleurant au S du village d'Adrhous (221,18-69,20), est constituée par des lits d'hédenbergite vert-foncé, alternant avec des lits blancs plus minces formés de scapolite (pl. 17, photo 1). La roche contient en outre un peu de calcite et des résidus de feldspaths ; elle provient sans doute du métamorphisme d'un calcaire à débris volcaniques. L'analyse 7 du tableau XV donne sa composition chimique ; on remarque les fortes teneurs en chaux et en fer ferreux qui rapprochent la roche des pyroxénites à hédenbergite, tandis que l'alumine, la soude et le chlore correspondent à la scapolite et aux résidus de feldspaths (plagioclases).

On observe parfois des structures évoquant un remplacement de la scapolite par le diopside. Par exemple dans une roche affleurant au N du col de Douzrou (219,54-70,12), la scapolite en grands cristaux est envahie par des nuées de petits grains de diopside ferrifère (pl. 17, photo 2) ; des traînées de grossulaire se développent dans les amas de pyroxène et la roche passe ainsi à une grenatite. Par contre, une roche vert-foncé, à grain assez fin, recoupée par le travers-banc allant au toit de la bande calcaire à l'étage 1 488 m de la mine d'Azegour est constituée par une mosaïque de grains irréguliers de scapolite, englobant des prismes d'augite hédenbergitique, partiellement ouralitisés et, semble-t-il, rongés par la scapolite. Des traces de calcite et de nombreux petits grains de sphène parsèment le fond. Il s'agit, sans doute, d'une roche calcareuse riche en éléments volcaniques ou même peut-être d'une roche éruptive basique, dont les feldspaths ont été transformés en scapolite, dans des conditions particulières de métamorphisme, réalisées localement.

Au total, les roches à wernérites sont peu abondantes dans la région d'Azegour. Elles résultent du métamorphisme de calcaires contenant des débris volcaniques et la scapolite provient d'une transformation des plagioclases. Cependant, sa formation a dû exiger des conditions spéciales rarement réalisées, et ne s'étendant jamais dans de larges zones. On peut se demander si le chlore n'a pas joué un rôle essentiel dans ce cas ; mais, en l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible d'établir un rapport entre la présence de chlore, en des points particuliers, et la composition des roches primitives ou les phénomènes qui se sont produits au cours du métamorphisme et de la minéralisation.

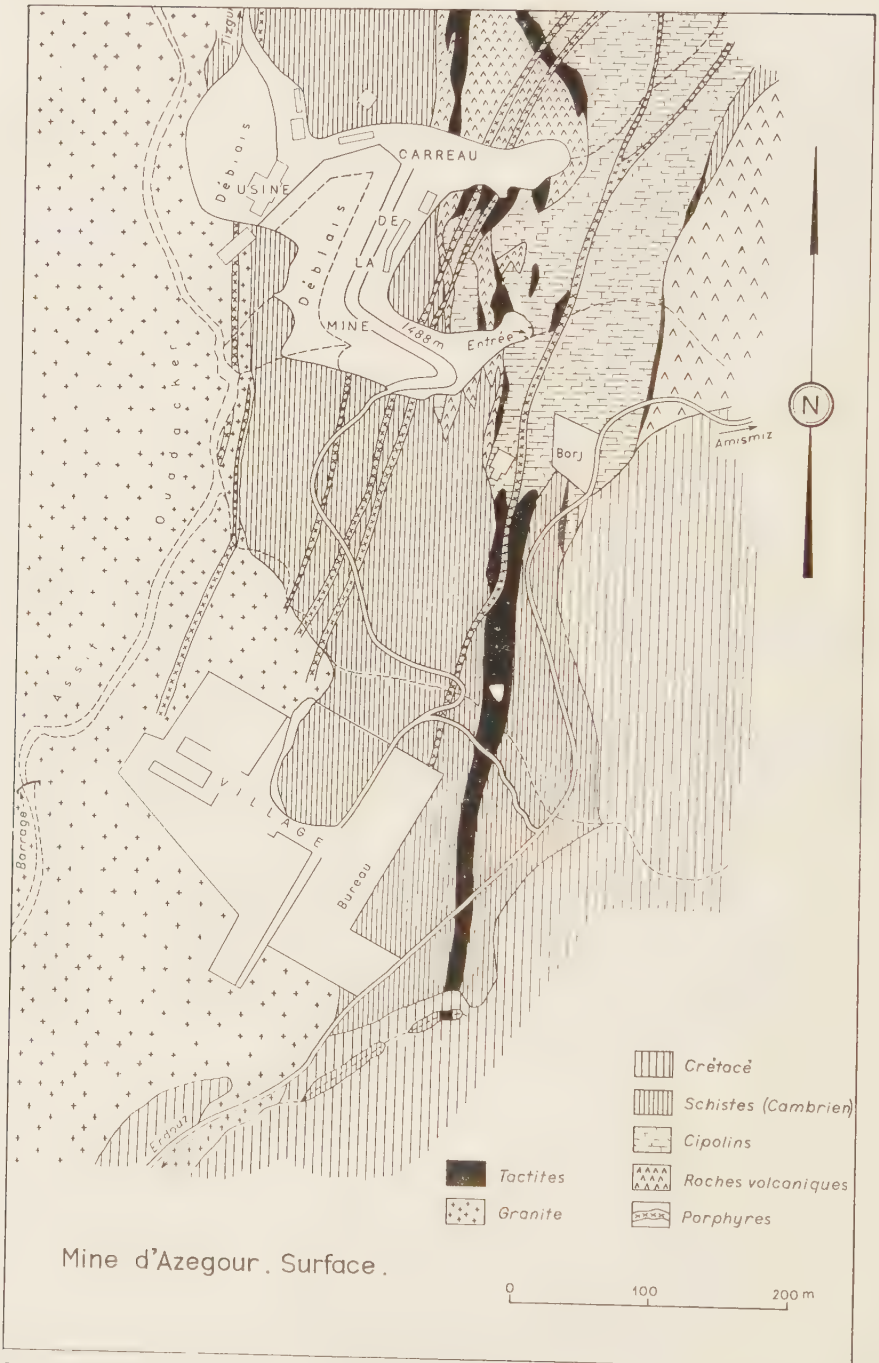


FIG. 5. Plan géologique des affleurements autour de la mine d'Azegour.

Chapitre 7

RÉPARTITION DES CALCAIRES MÉTAMORPHIQUES DANS LA MINE D'AZEGOUR

Après avoir examiné l'ensemble des roches métamorphiques de la région d'Azegour, il est nécessaire, pour aborder l'étude de la minéralisation, de préciser les particularités du mode de gisement des diverses roches à silicates calciques à l'intérieur des « bandes calcaires ». La mine d'Azegour, avec ses 18 km de galeries, puits et cheminées, distribuées entre 11 étages et complétées par de nombreux sondages, s'étendant sur 1 300 m environ dans le sens NS et sur 200 m environ de profondeur, offre un vaste champ d'observations. Le carreau de la mine et l'étage de base sont au niveau 1 488 m.

La « bande calcaire d'Azegour » est encaissée entre des épontes de schistes métamorphiques. Elle présente un pendage général de 70° E avec de nombreuses variations locales. Vers le S, elle vient buter sur le granite. En profondeur, le granite s'élargissant vers l'E vient également couper la bande calcaire. Les travaux miniers ont atteint le granite aux niveaux 1 418 m et 1 378 m ; là, les calcaires sont au contact du granite.

STRUCTURE DE LA BANDE CALCAIRE

Dans la mine d'Azegour on peut distinguer cinq grands éléments constituant la « bande calcaire » (fig. 5, pl. 5 et 6) :

1 — Au centre, une *colonne de roches à silicates calciques* qui se divise en deux branches au-dessus du niveau 1 448 m.

2 — Une importante *enclave schisteuse* s'insérant entre les branches de la colonne de roches à silicates calciques depuis le niveau 1 448 m jusqu'à la surface.

3 — Vers le N, au mur (côté ouest), une *masse de roches volcaniques*.

4 — Vers le N, au toit (côté est), une *masse de roches carbonatées recristallisées*, couramment désignée sous le nom de « *massif de cipolins* ».

5 — Vers le S, une *lentille de roches volcaniques*, invisible en surface.

Elle a été rencontrée au niveau 1 448 m. Elle se développe fortement vers le *S* et en profondeur.

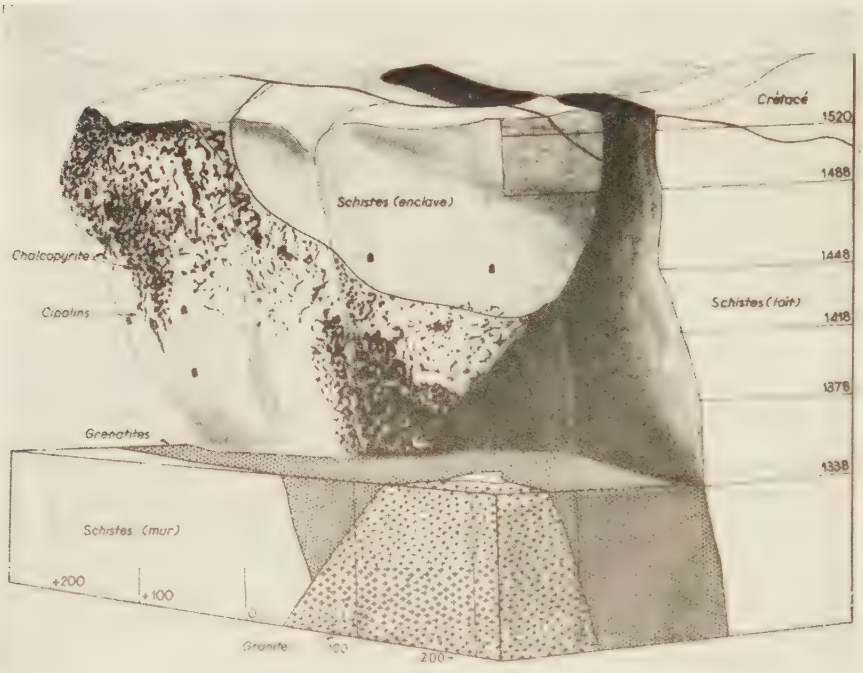


FIG. 6. — Le massif calcaire (« cipolins ») de la mine d'Azegour et la minéralisation cuprifère, d'après une maquette réalisée par M. P. BOURG.

Ces divers éléments ont tous une allure lenticulaire qu'il convient de préciser quelque peu pour saisir la distribution des différentes roches à silicates calciques.

Le massif volcanique nord

Vers l'extrémité nord de la mine d'Azegour, les roches volcaniques occupent à peu près la moitié ouest de la « bande calcaire ». Elles se terminent rapidement en biseau vers le S. Cependant, le long du mur de la « bande calcaire » réapparaissent sporadiquement de petites lentilles volcaniques.

Le « massif de cipolins »

Il présente la forme générale de l'avant d'un navire (fig. 6). Vers le N, il occupe à peu près la moitié est de la « bande calcaire ». Celle-ci ne comporte plus alors que des roches volcaniques et des calcaires recristallisés, les roches à silicates calciques sont réduites à de minces passées et la minéralisation se coince. Pour exprimer ce fait, F. Von der Weid [1941, b] avait introduit l'expression imagée de « *barrage calcaire nord* ».

Vers le S, le « *massif de cipolins* » s'avance en pointe, plus ou moins loin suivant les niveaux. Entre les niveaux 1 520 m et 1 418 m la pointe progresse légèrement vers le S, puis elle se retire vers le N, d'abord lentement jusqu'au niveau 1 378 m puis de plus en plus rapidement jusqu'au niveau 1 338 m, le plus bas de la mine actuellement.

L'*enclave schisteuse* tronque l'extrémité sud du « massif de cipolins » et se coince en profondeur, immédiatement au-dessous du niveau 1 448 m.

La colonne de roches à silicates calciques

Les roches à silicates calciques occupent toute la largeur de la bande calcaire, au centre du gisement, au-dessous du niveau 1 448 m. Au-dessus de ce niveau elles remontent de part et d'autre de l'enclave schisteuse, surtout du côté ouest.

Vers le N, elles longent les flancs du massif de cipolins et s'insinuent entre lui et les roches volcaniques. Là elles présentent une certaine continuité dans le sens vertical, tandis que les sections horizontales montrent une succession d'ellipses très aplaties, à grand axe N-S. En outre, de petites lentilles de roches à silicates calciques se rencontrent à l'intérieur du massif volcanique.

Vers le S, les roches à silicates calciques s'avancent par dessus la lentille de roches volcaniques. Au niveau 1 488 m, elles sont limitées par le Crétacé de recouvrement. En profondeur, elles longent quelque peu les flancs des roches volcaniques et viennent buter sur le granite à l'W.

Ce schéma simple est malheureusement très insuffisant pour conduire les travaux miniers dans le détail. En effet, les divers massifs présentent des indentations plus ou moins profondes, qui jouent un grand rôle dans la répartition des minéralisations. Ces indentations ont une direction N-S comme le massif lui-même. Leur amplitude va de quelques mètres à quelques dizaines de mètres ; elle change aussi d'un niveau à l'autre. En outre les flancs est et ouest du massif de cipolins n'ont pas une régularité parfaite, ils sont accidentés par des renflements locaux, des apophyses se terminant en biseau vers le bas. Enfin, à l'intérieur même de la masse des roches à silicates calciques on rencontre quelques passées lenticulaires de

schistes, de calcaires recristallisés et de roches volcaniques qu'on ne peut rattacher aux principaux massifs. Au total, on peut dire que, malgré l'existence d'un réseau très dense de galeries et de sondages dans la mine d'Azegour, il est encore impossible de tracer exactement le contour des différentes formations : les intrapolations entre deux points connus se révélent très souvent fausses dans le détail, à la suite de nouveaux travaux.

Ces réserves étant faites, il n'en reste pas moins que la répartition des différentes roches à silicates calciques obéit à des règles générales que l'on va essayer de préciser maintenant.

RÉPARTITION DES PYROXÉNITES À HÉDENBERGITE

D'une façon générale, les pyroxénites à hédenbergite sont localisées sur la bordure des calcaires recristallisés. Le « massif de cipolins » est enveloppé dans une carapace à peu près continue de pyroxénites. L'épaisseur de cette carapace est très variable : elle se réduit souvent à quelques centimètres mais atteint localement une dizaine de mètres. Dans les indentations du « massif de cipolins » les deux bordures arrivent à se rejoindre et les pyroxénites à hédenbergite ont alors un développement important.

On pourrait objecter que les galeries et sondages ont parfois rencontré des passées de pyroxénites à hédenbergite paraissant isolées à l'intérieur de la masse des grenatites. Mais lorsque des travaux ont été entrepris sur ces passées, ils ont démontré qu'elles se rattachaient à des apophyses du « massif de cipolins ». On peut donc admettre comme bien établie, la localisation des pyroxénites à hédenbergite sur la bordure des masses de calcaires recristallisés. Cette localisation joue comme on le verra, un rôle essentiel dans la recherche de la minéralisation cuprifère ; elle permet en outre d'envisager sous un jour nouveau deux questions importantes tant du point de vue théorique que du point de vue pratique : celle des concentrations dolomitiques et celle de l'origine des « amphibolites cuprifères ».

LES CONCENTRATIONS DOLOMITIQUES

On a vu, en étudiant l'altération des roches à silicates calciques (chap. 6) que les pyroxénites à hédenbergite sont souvent altérées en amphibolites. Des injections de dolomie exaltent cette ouralitisation et produisent un remplacement des pyroxènes. On observe ainsi une suite continue allant de pyroxénites à hédenbergite intacte à des masses de dolomie contenant des résidus de pyroxènes altérés, en passant par des « amphibolites » de plus en plus fortement imprégnées de dolomie. Cette série de roches de plus en plus dolomitique s'insère dans la carapace de pyroxénites. Il se

constitue ainsi localement, sur la bordure du « massif de cipolins », des lentilles de dolomie un peu quartzeuse, à partir desquelles irradient les filonnets qui ont « dolomitisé » les pyroxénites. Du côté des calcaires recristallisés, il y a eu aussi envahissement par la dolomie. Celle-ci a cristallisé dans les géodes des calcaires en croûtes de petits rhomboèdres ; elle a même pénétré dans la masse du calcaire en remplaçant la calcite.

Ces masses de dolomie sont souvent minéralisées en chalcopyrite, comme les pyroxénites, et en blende. Du point de vue chimique elles représentent un enrichissement en magnésium à la limite entre les roches à silicates calciques et les roches carbonatées. Elles matérialisent ici un « *front magnésien* » qui se précisera avec les pyroxénites à diopside, mais que laissaient déjà prévoir les déplacements de magnésium signalés au cours de l'étude des roches à silicates calciques.

ORIGINE DES AMPHIBOLITES CUPRIFÈRES

F. Von der Weid [1941, b] a émis l'hypothèse que les amphibolites cuprifères sont des roches basiques métamorphiques (roches vertes). Il a été ainsi conduit à admettre que la minéralisation cuprifère est antégranitique. Cette hypothèse a été couramment admise ; mais, à cause de ses conséquences sur la répartition de la minéralisation, il est nécessaire de la rejeter. Les arguments sont nombreux qui permettent de montrer que les amphibolites cuprifères sont des pyroxénites à hédenbergite ouralitisée et par conséquent proviennent du métamorphisme de calcaires et non de roches éruptives.

Il a déjà été signalé à maintes reprises qu'il est aisé de distinguer, le plus souvent même à l'œil nu, les amphibolites dérivant de pyroxénites des amphibolites issues du métamorphisme de roches éruptives. Le mode de gisement n'est pas moins caractéristique. Comment pourrait-on admettre que des roches éruptives soient venues se loger de telle façon qu'elles épousent fidèlement tous les replis du « massif de cipolins » ? Comment expliquer le passage continu à des pyroxénites constituées d'hédenbergite sans aucune trace de feldspaths ? L'aspect du contact entre les amphibolites et les calcaires est identique à celui du contact entre les pyroxénites et les calcaires. Le passage du calcaire à l'une ou l'autre de ces roches est tantôt brutal : la roche, pratiquement exempte de calcite, paraît collée contre le calcaire pur, sans pourtant qu'il y ait le moindre indice de plan de glissement ou d'éponte filonienne. Tantôt le passage est progressif : sur une faible épaisseur, de l'ordre du mètre au maximum, le calcaire est chargé d'hédenbergite de moins en moins abondante. On pouvait par exemple observer au niveau 1 458 m de la colonne 3C de chalcopyrite (*Cf.* chap. 10) de grands cristaux d'hédenbergite (10 à 20 cm) dont une extrémité était engagée dans une pyroxénite compacte tandis que l'autre pénétrait, comme des dents, dans un calcaire pur ; la pyroxénite passait elle-même à une amphibolite cuprifère.

Au total, se trouve amplement justifiée la distinction, déjà admise pour la description des roches, entre :

— des *ortho-amphibolites* résultant du métamorphisme de roches éruptives basiques antégranitiques (roches vertes).

— et des *para-amphibolites* provenant de l'altération de pyroxénites à hédenbergite issues du métamorphisme de contact de calcaires.

Comme les para-amphibolites seules peuvent être minéralisées, surtout en cuivre, tandis que les ortho-amphibolites sont toujours stériles, on comprend l'importance que présente leur localisation dans l'étude et la recherche de la minéralisation.

RÉPARTITION DES PYROXÉNITES À DIOPSIDE

Les pyroxénites à diopside paraissent moins abondantes que les pyroxénites à hédenbergite. Mais il faut tenir compte du fait qu'étant stériles elles n'ont guère été fouillées par les travaux miniers. Elles ont d'ailleurs été le plus souvent confondues avec les roches volcaniques. Cette confusion s'explique non seulement par un aspect semblable mais aussi par le mode de gisement en bordure des massifs de roches volcaniques. Les pyroxénites à diopside, connues dans la mine d'Azegour, sont en effet localisées sur la bordure du massif volcanique du secteur nord, où elles ont été recoupées notamment par les galeries de l'étage 1 418 m. Elles ne forment pas une carapace aussi continue que celle des pyroxénites à hédenbergite autour du massif calcaire et elles sont parfois remplacées par des roches à anorthite et diopside.

Mais la liaison entre les pyroxénites à diopside et les roches volcaniques est confirmée par d'autres observations. D'une part les pyroxénites à diopside forment des lentilles à l'intérieur des massifs de roches volcaniques ; plus particulièrement, on en trouve en surface sur la crête du secteur nord de la mine d'Azegour. D'autre part on a déjà vu (chap. 5) qu'à Tizgui le passage des roches volcaniques aux roches à silicates calciques se fait par l'intermédiaire de roches de plus en plus riches en diopside.

Il est très rare que l'on puisse observer des relations entre des pyroxénites à hédenbergite et des pyroxénites à diopside. A Tizgui, il y a localement passage d'un type à l'autre, tandis que dans la mine d'Azegour les deux roches sont nettement séparées. Cette séparation résulte de leur mode de gisement nettement différent d'un côté en bordure des calcaires, de l'autre en bordure des roches volcaniques.

Au point de vue chimique, les pyroxénites à diopside représentent une zone riche en magnésium à la limite entre les masses de grenatites et les roches volcaniques. Elles continuent ici le « *front magnésien* » qui était matérialisé par des dolomies en bordure des calcaires recristallisés.

RÉPARTITION DES GRENATITES À ANDRADITE

On a distingué (chap. 6) deux variétés de grenatites à andradite : l'une compacte presque noire, l'autre grenue verdâtre ; elles se différencient aussi par leur mode de gisement.

Les *grenatites noires compactes* forment une vaste colonne, au centre du gisement, qui a été suivie de l'étage 1 488 m à l'étage 1 418 m par la « grande descenderie », et recoupée à divers niveaux par des galeries notamment aux niveaux 1 514 m et 1 448 m.

Les *grenatites grenues à andradite* entourent presque complètement la colonne de grenatites compactes. Elles se développent beaucoup vers le N et vers l'E où elles viennent rejoindre les pyroxénites à hédenbergite qui entourent le « massif de cipolins ». Elles n'arrivent que très rarement au contact des roches volcaniques car elles font alors place aux grenatites à grossulaire et duparcite.

RÉPARTITION DES GRENATITES À GROSSULAIRE ET DUPARCITE

Ces grenatites occupent dans le gisement d'Azegour une position symétrique de celles des grenatites grenues à andradite. Elles se développent entre la colonne de grenatites noires compactes et les massifs de roches volcaniques au S et au N. On a déjà noté que de petites lentilles de roches volcaniques se trouvaient sporadiquement tout le long du mur de la « bande calcaire ». Elles sont partout bordées par des grenatites à grossulaire et duparcite. Vers le S du gisement, ces grenatites s'étendent vers le toit de la bande en suivant le contour du massif volcanique.

Les *idocrasites* ne forment que de petites lentilles au sein des grenatites à grossulaire et duparcite ; aucune règle ne peut être formulée sur leur répartition. On remarquera qu'il en est de même pour les petites lentilles de *wollastonitites* qui se présentent dans les grenatites à grossulaire.

RÉPARTITION DES GRENATITES À GROSSULAIRE

Les grenatites à grossulaire exempt de fer sont localisées en petites lentilles dans certains bancs des massifs de calcaires, sans relation apparente avec la masse des roches à silicates calciques de la mine d'Azegour. Par contre on trouve dans le gisement toute la gamme des grenatites à grossulaire ferrifère passant aux grenatites grenues à andradite. Il est impossible de délimiter exactement les deux types, mais on fait les constatations suivantes.

Dans le sens E-W, transversal à la « bande calcaire », les passages d'un type à l'autre sont très fréquents et paraissent tout à fait désordonnés. Les grenatites à andradite dominent mais elles sont coupées par des passées de grenatites à grossulaire ferrifère d'importance très variable. Il y a tantôt

une alternance de bandes de quelques centimètres d'épaisseur, donnant des grenatites rubanées, tantôt des bancs relativement homogènes de grenatites à andradite dépassant une dizaine de mètres de puissance. La jonction entre les grenatites à grossulaire et duparcite et les grenatites grenues à andradite se fait d'une façon analogue par des passées plus ou moins riches en grossulaire et en andradite.

Dans le sens longitudinal N-S, la continuité est bien meilleure et l'on peut suivre une formation grossièrement homogène quelquefois sur plus d'une centaine de mètres. Les diverses unités que l'on essaie ainsi de définir par la composition et la structure de la roche se terminent vers le N et vers le S en pointe ou en dents de scie dans des grenatites hétérogènes. Au total, les sections horizontales ont une allure lenticulaire simple ou composite, avec allongement N-S. De plus, d'une façon générale, l'andradite domine largement au centre du gisement, tandis que le grossulaire devient de plus en plus abondant lorsqu'on s'éloigne vers le S et surtout vers le N.

Dans le sens vertical, la continuité des formations est relativement bonne. On peut alors définir des *colonnes de grenatites* assez homogènes. Cette structure en colonnes est particulièrement mise en évidence par l'exploitation minière qui a suivi les « colonnes minéralisées » (*Cf.* chap. 10). D'une façon générale, malgré certaines irrégularités, les colonnes sont quelque peu inclinées vers le S.

En somme, la forme des unités de grenatites traduit encore la stratification primitive des roches en bancs verticaux de direction N-S. Le métamorphisme de contact a produit une homogénéisation imparfaite par migration des éléments. La structure actuelle résulte de la superposition des directions de migration aux directions des strates primitives, compte tenu de leur composition initiale. A la mine de Tizgui, située plus loin du granite que celle d'Azegour, l'homogénéisation a été moins poussée et la stratification est encore facilement reconnaissable.

CONCLUSION

Les observations sur le mode de gisement des roches à silicates calciques dans la mine d'Azegour mettent en évidence une zonalité qui s'exprime par deux séries de roches allant du centre vers l'extérieur :

1 — Grenatite compacte, noire, à andradite
Grenatite grenue à andradite
Pyroxénite à hédenbergite
Dolomie
Calcaire recristallisé.

2 — Grenatite compacte, noire, à andradite
Grenatite à grossulaire et duparcite
Pyroxénite à diopside
Roches volcaniques.

Du point de vue chimique, on remarque que la première série est caractérisée par l'abondance du fer ; tandis que dans la deuxième série, les grenatites à grossulaire et duparcite, largement dominantes, sont riches en alumine et pauvres en fer. Les dolomies et les pyroxénites à diopside représentent un « *front magnésien* » sur la bordure de la masse de roches à silicates calciques.

On essaiera au chapitre suivant d'interpréter ces données, puis on verra au chapitre 10, comment se distribue la minéralisation dans ce cadre de roches à silicates calciques.

Chapitre 8

CONCLUSIONS ET HYPOTHÈSES SUR LE MÉTAMORPHISME DANS LA RÉGION D'AZEGOUR

Le métamorphisme de contact du granite d'Azegour est très net, mais l'existence d'un métamorphisme général antérieur à la mise en place du granite ayant été évoquée par de nombreux géologues, il convient d'en discuter avant de traiter la question du métamorphisme de contact.

LA QUESTION DU MÉTAMORPHISME GÉNÉRAL

A. de la Rüe et L. de Chételat [1925] ont distingué, dans la rgéion d'Azegour, un métamorphisme de contact dû au granite et un métamorphisme régional antégranitique. E. Raguin [1945] a aussi admis l'existence d'un métamorphisme général dans la région d'Azegour et le massif de l'Erdouz. Par contre, pour F. Von der Weid [1941, b] : « on ne rencontre pas dans le Haut Atlas de métamorphisme régional profond. Toutes les roches métamorphiques sont en relation avec les massifs profonds . De leur côté, H. et G. Termier [1945, 1946, 1956], étudiant le massif du Tichka, ont observé « des roches qui se présentent avec tous les caractères d'un métamorphisme régional, correspondant à l'épizone de Grubenmann et Niggli, mais dont l'étendue est restreinte ». Ils rejoignent l'opinion de F. Von der Weid en écrivant : « nous inclinons à penser qu'il s'agit non pas d'un véritable métamorphisme régional, mais d'un métamorphisme lié aux actions qui ont donné aux zones centrales du massif leur haute cristallinité ».

L'étude des roches paléozoïques d'Azegour permet d'apporter quelques arguments dans cette discussion. On a vu qu'*en dehors de l'auréole de métamorphisme de contact du granite* :

Les schistes jaunes ou gris et les roches volcaniques dacitiques ne contiennent aucun minéral de métamorphisme ;

— Les calcaires sont recristallisés mais ils ne renferment aucun silicate de métamorphisme ;

— Dans les roches volcaniques de composition gabbroïque (roches vertes), et à un degré moindre, dans les roches volcaniques andésitiques, il s'est développé de la hornblende verte et de la chlorite aux dépens du pyroxène ou de la hornblende brune, et des granules d'épidote aux dépens des plagioclases.

— L'action d'efforts dirigés *(stress)* est mise en évidence, non seulement par la schistosité des roches, mais aussi par des étirements des roches volcaniques et par des *structures œillées* dans les calcaires.

On peut alors parler de « *métamorphisme général de très faible intensité* » en ce sens qu'il existe à la fois quelques minéraux de néoformation et des traces d'efforts dirigés. Mais on doit remarquer :

— Que les minéraux de néoformation (hornblende verte, chlorite et épidote) n'apparaissent que dans des roches éruptives basiques. Et celles-ci sont particulièrement instables, extrêmement sensibles à l'action de tous les facteurs capables de promouvoir un réajustement d'équilibre entre les minéraux. Une preuve en est fournie, à Azegour même, par les filons de porphyres sans quartz. Bien qu'ils soient postérieurs au granite, donc à fortiori au « métamorphisme régional », on y observe constamment la formation de chlorite aux dépens des ferromagnésiens et parfois la formation d'épidote aux dépens des plagioclases.

— Que des efforts dirigés ont existé au cours du métamorphisme de contact, comme le mettent en évidence les caractéristiques orientées du granite, ses fissurations se prolongeant dans les schistes et plus directement les *structures œillées* intéressant les minéraux de métamorphisme : amphibole et biotite des roches volcaniques dacitiques, cordiérite et séricite des schistes métamorphiques.

On ne peut pas supposer que les efforts dirigés, contemporains du métamorphisme de contact, ont été strictement limités à l'auréole de métamorphisme du granite. On ne dispose dès lors d'aucun critère pour distinguer leur action de celle des efforts dirigés qui ont régné antérieurement à la mise en place du granite et dont l'existence est prouvée par le fait que le granite est postérieur aux plissements.

En outre, il est aussi impossible de limiter exactement à la zone des schistes tachetés l'action du granite puisque les manifestations hydrothermales s'étendent bien au-delà, comme on le verra en examinant la répartition des minéralisations (chap. 9). En particulier dans la « bande calcaire centrale » il y a certainement eu recristallisation des calcaires sous l'influence du granite bien en dehors de l'auréole de contact, telle que les schistes permettent de la définir.

Au total on ne peut tout au plus attribuer, avec doute encore, à un *métamorphisme régional antégranitique*, que des recristallisations orientées de calcite, des étirements sans broyage, et le développement de hornblende verte dans les roches basiques. Il se réduit ainsi à une simple « *dynamométamorphisme* », au sens de A. HARKER, dont l'action ne devient sensible que sur des roches particulièrement favorables et dans les zones de laminage orientées N-S suivant la direction générale des plissements hercyniens antégranitiques.

Un métamorphisme d'intensité aussi faible ne gêne nullement pour l'étude du métamorphisme de contact du granite.

LE MÉTAMORPHISME DE CONTACT DU GRANITE

Si l'on jette un coup d'œil d'ensemble sur les roches métamorphiques de l'auréole de contact du granite, on constate que l'on peut les diviser en deux groupes :

— Celles dont la composition chimique n'a pratiquement pas changé au cours du métamorphisme : schistes, roches volcaniques et calcaires recristallisés.

— Celles dont le métamorphisme s'est accompagné d'un apport extérieur plus ou moins important : cornéennes feldspathisées et à muscovite, et surtout roches à silicates calciques.

a — MÉTAMORPHISME DE CONTACT SANS APPORT

On peut définir l'auréole de métamorphisme de contact du granite et la subdiviser en les zones classiques, d'après les minéraux qui apparaissent *dans les schistes phylliteux*. On distingue ainsi, de l'extérieur vers l'intérieur :

1 — Zone des schistes tachetés à cordiérite et parfois andalousite.

2 — Zone des schistes noduleux micacés à cordiérite et biotite et parfois andalousite ;

3 — Zone des cornéennes à cordiérite et biotite.

L'ensemble forme autour du granite une auréole de 1,5 km au maximum de largeur.

Dans les *schistes gréseux* et les *roches volcaniques* ces zones sont estompées. Les minéraux de métamorphisme apparaissent avec la zone des schistes noduleux micacés et se maintiennent sans changement jusqu'au con-

tact du granite. Leur nature est fonction de la composition de la roche. Une hornblende verte domine largement dans les roches volcaniques gabbroïques et andésitiques. De la biotite en fines paillettes s'associe étroitement à la hornblende ; rare, ou même complètement absente, dans les roches gabbroïques et andésitiques, elle est relativement abondante dans les roches dacitiques. Le sphène est très fréquent dans les roches volcaniques métamorphiques d'Azegour tandis que la tourmaline est totalement absente.

Un fait important est que la présence d'un peu de calcite dans les roches volcaniques ou les schistes gréseux détermine la formation d'un pyroxène diopsidique au lieu de hornblende et de biotite. Lorsque la calcite était plus abondante, il apparaît du grenat et de l'idocrase. Il existe ainsi un passage aux roches à silicates calciques.

Les *calcaires purs* ont simplement recristallisé. Le peu de quartz qu'ils contiennent n'a pas réagi sur la calcite et il se maintient intact jusqu'au contact du granite. Par contre les impuretés argileuses ont provoqué très tôt la formation de silicates calciques ; on peut attribuer à leur présence les calcaires à diopside, les calcaires à lits de grossulaire et les petites lentilles de grenatites à grossulaire isolées dans la masse des calcaires.

Les schistes et les roches volcaniques métamorphiques n'ont aucun intérêt du point de vue minier, ils sont toujours stériles. Tout au plus ont-ils servi de support inerte à quelques rares filons de quartz hydrothermal. Ils n'ont joué qu'un rôle passif dans la mise en place de la minéralisation, en fonction de leurs rapports avec les calcaires. Il convient dès lors de se faire une idée sur la sédimentation des terrains paléozoïques dans la région d'Azegour.

Sédimentation et volcanisme paléozoïques

Le trait dominant du Paléozoïque d'Azegour est le volcanisme contemporain de la sédimentation. Celle-ci a évolué d'un côté vers des dépôts argileux, de l'autre vers des dépôts calcaires.

Les *roches volcaniques* comportent de véritables *laves* : dacites, dacitoïdes, andésites ; des roches gabbroïques en filons et en petits amas (roches vertes) ; et une grande variété de *roches pyroclastiques* de composition andésitique et surtout dacitique. Si l'on peut être certain qu'il y a eu un volcan dacito-andésitique dans la région, il est impossible de le situer exactement. Il se trouvait probablement vers le S, car vers le N les roches volcaniques sont moins abondantes. On ne connaît pas de conglomérats volcaniques grossiers et les roches pyroclastiques ne sont formées que d'éléments fins, aussi doit-on penser que le volcan était à une certaine distance et non à proximité des affleurements actuels.

Le matériel volcanique constituant les roches pyroclastiques a bien souvent été remanié en subissant une altération plus ou moins profonde. D'une façon générale l'altération a été d'autant plus forte que le matériel était plus basique ; ainsi les roches pyroclastiques andésitiques contiennent souvent de la calcite d'altération mêlée de chlorite en assez grande abondance, alors que les roches pyroclastiques dacitiques sont formées de matériel encore frais.

Le matériel volcanique remanié a été déposé dans la mer comme le prouvent d'une part l'enrichissement local des roches pyroclastiques en sédiments argileux, d'autre part leur alternance avec des schistes.

Dans tous *les schistes*, sauf dans les schistes jaunes les plus fins, on reconnaît facilement des grains détritiques de quartz et de feldspaths. Ces grains forment la masse des schistes gréseux. Il est probable qu'une bonne partie de ce matériel provient encore du démantèlement des roches volcaniques.

Les calcaires sont, en grande partie, très étroitement liés aux roches volcaniques. Il existe toute une gamme de roches faisant transition entre les roches pyroclastiques et les calcaires purs, en passant par des roches pyroclastiques chargées de calcite sédimentaire et des calcaires à débris volcaniques. Dans la « bande calcaire centrale », les calcaires purs n'apparaissent qu'en lentilles ou en couches lenticulaires déposées sur des roches pyroclastiques et souvent encore recouvertes de roches volcaniques. La sédimentation calcaire devient plus continue, et se libère partiellement des roches volcaniques vers le N et dans la « bande calcaire principale » vers l'E.

Au total, on peut schématiser de la façon suivante la sédimentation au Paléozoïque, probablement à la fin du Géorgien, dans la région d'Azegour. Un volcan (ou des volcans) dacito-andésitique situé vers le S fournit sporadiquement un matériel abondant qui se dépose plus ou moins rapidement dans la mer. Quelques coulées de laves parviennent jusqu'à la région. Immédiatement après un paroxysme la sédimentation est surtout carbonatée, il se dépose des lentilles et parfois des couches calcaires assez continues. Lorsque la période calme se prolonge la sédimentation devient argileuse. Un tel cycle s'est reproduit plusieurs fois avec une intensité différente dans les éruptions. Entre temps se sont mis en place des filons et de petits amas de roches basiques (roches vertes). A la fin de l'activité volcanique s'est installée une sédimentation argileuse qui a donné l'épaisse série schisteuse s'étendant vers l'W jusqu'à la vallée de l'Asif el Mal.

b — Métamorphisme avec apport dans les schistes

Dans les *cornéennes feldspathisées*, au contact du granite, l'apport est matérialisé par des veinules plus ou moins diffuses où domine l'orthose. Les minéraux de métamorphisme normaux des cornéennes : cordiérite,

biotite, andalousite, ainsi que les feldspaths du fond schisteux, sont profondément rongés par de la muscovite. Ces cornéennes feldspathisées passent insensiblement à des *cornéennes à muscovite*. Grâce à cette continuité et à une répartition irrégulière de la muscovite, indépendante de la stratification, on peut conclure que la formation des cornéennes à muscovite est également due à un apport granitique. Cet apport a pu être très faible, peut-être uniquement de nature pneumatolytique.

On notera l'absence presque totale de tourmaline directement liée au granite d'Azegour. Les fissures à remplissage de muscovite dans les cornéennes ne contiennent qu'éventuellement un peu de pyrite et très rarement du rutile. On n'a jamais encore rencontré de cassitérite.

Les cornéennes à muscovite ne sont bien développées qu'autour de la mine d'Azegour où se trouve la masse la plus importante de roches à silicates calciques minéralisées. On peut alors se demander s'il n'existe pas une relation plus ou moins directe entre l'apport dans les schistes, ayant donné les cornéennes à muscovite, et l'apport dans les calcaires, ayant conduit à la formation des roches à silicates calciques et à la minéralisation elle-même. Dans l'état actuel des connaissances, on ne dispose pas d'arguments suffisants pour tenter de répondre à une telle question.

c — Métamorphisme de contact avec apport dans les calcaires

Du point de vue métallogénique, c'est le métamorphisme de contact avec apport dans les calcaires qui est de beaucoup le plus important, puisque c'est lui qui a donné les roches à silicates calciques dans lesquelles sont confinées les minéralisations en molybdénite, scheelite et chalcopyrite caractéristiques de la région d'Azegour.

Nature de l'apport dans les calcaires

Si l'on considère les masses de roches à silicates calciques de la mine d'Azegour, de Tizgui, d'Entifa, d'Adrhous et des bandes calcaires « ouest » et « de Toulkine », on constate que leur composition chimique est très différente de celles de toutes les autres roches constituant les « bandes calcaires ».

Le caractère le plus frappant des roches à silicates calciques est la teneur en fer qui atteint 30 % Fe_2O_3 environ dans certaines grenatites à andradite. Dans les autres roches : calcaires, schistes, roches volcaniques, la teneur en fer ne dépasse pas 10 % Fe_2O_3 et reste le plus souvent très au-dessous. Les seules concentrations en fer observables dans la région d'Azegour, en dehors des roches à silicates calciques, sont de petits chapeaux de fer filoniens et des amas d'altération en surface, tous postérieurs à la formation des roches à silicates calciques. On ne peut guère dès lors échapper

à la conclusion que la majeure partie du fer des roches à silicates calciques a été « apportée » dans les calcaires au cours du métamorphisme.

Il est aussi à peu près certain qu'il y a eu apport de silice. La réalité d'un tel apport ne peut évidemment pas être démontrée, comme pour le fer, par des comparaisons de teneurs. Mais, on observe dans la mine d'Azegour, au sein des roches à silicates calciques, des veines irrégulières de quartz qui deviennent de plus en plus abondantes à mesure que l'on descend dans le gisement : l'étage 1 378 m est beaucoup plus fourni en quartz que l'étage 1 488 m. Certaines de ces veines de quartz renferment de la scheelite. Enfin, on observe quelques filons de quartz dans les schistes métamorphiques, notamment au toit du gisement d'Azegour. Ces diverses observations, sans être des preuves formelles, constituent de fortes présomptions en faveur d'un apport de silice.

La présence d'allanite, liée à des injections aplitiques, dans la mine d'Azegour, laisse supposer qu'il y a eu des injections de magma pegmatitique dans les calcaires au cours du métamorphisme.

Pour les autres éléments : alcalins, magnésium, aluminium, et, a fortiori, calcium, la question d'un apport devient très complexe. En effet, le magnésium a pu être fourni, comme le calcium, par les roches carbonatées préexistantes puisqu'il existe localement des dolomies ; le potassium, le sodium et l'aluminium peuvent provenir des éléments volcaniques et des impuretés des calcaires. Tout au plus pourrait-on évoquer, en faveur d'un apport extérieur de magnésium, la présence de dolomie dans les remplissages filoniens de certaines cassures du granite, encore l'argument serait-il de peu de valeur. Il faudrait pouvoir disposer d'un point de repère fixe, par exemple la quantité de calcium dans un volume donné de roche, pour prouver, par des comparaisons de composition, la réalité d'un apport extérieur en tel ou tel élément. Malheureusement il est impossible d'affirmer qu'au cours du métamorphisme un élément quelconque n'a subi aucun déplacement.

Il est également impossible de préciser l'intensité et l'amplitude des migrations d'éléments dans l'ensemble des roches à silicates calciques de la région d'Azegour. Mais, en se limitant à une masse définie de roches à silicates calciques, comme celle existant dans la mine d'Azegour, on peut saisir le sens des déplacements relatifs de certains éléments et essayer de le relier au problème de la minéralisation.

Les migrations d'éléments dans les roches à silicates calciques de la mine d'Azegour

Il existe, dans les roches à silicates calciques de la mine d'Azegour, une zonalité assez nette s'exprimant par deux séries de roches partant de grenatites à andradite pure et aboutissant d'un côté aux calcaires et de l'autre aux roches volcaniques.

Si l'on considère la série :

grenatites à andradite – pyroxénites à hédenbergite - dolomie calcaire, on constate :

— une diminution progressive de la teneur en fer jusqu'à la dolomie où cette teneur devient brusquement très faible.

— un changement dans l'état d'oxydation du fer qui, de trivalent dans les grenatites, devient bivalent dans les pyroxénites.

— une variation de la teneur en magnésium inverse de celle de la teneur en fer : presque nulle dans les grenatites à andradite, elle devient parfois appréciable dans les pyroxénites, passe par un maximum dans les dolomies et retombe brusquement au voisinage de zéro dans les calcaires.

— l'alumine n'est présente en quantité importante que dans les grenatites grenues à andradite.

— les teneurs en potasse et en soude restent entre 0,5 et 1 % dans toutes les roches à silicates calciques ; elles s'annulent à peu près dans les dolomies et les calcaires.

Pour la deuxième série :

grenatites à andradite – grenatites à grossulaire et duparcite – pyroxénites à diopside – roches volcaniques,

on peut faire des remarques analogues ;

— la teneur en fer décroît très rapidement ;

— la teneur en magnésium, faible dans les grenatites à grossulaire et duparcite, présente un maximum très prononcé dans les pyroxénites à diopside.

– la teneur en alumine est à peu près la même (15 à 20 %) dans les grenatites à grossulaire et duparcite et dans les roches volcaniques.

— les teneurs en potasse et en soude restent à peu près constantes dans les roches à silicates calciques mais augmentent brusquement dans les roches volcaniques.

On peut interpréter le sens de ces diverses variations en replaçant les roches dans l'espace et en admettant que les silicates calciques ferrifères étaient plus stables que les silicates calciques magnésifères ou purement calciques, dans les conditions qui ont prévalu lors du métamorphisme progressif. Une telle échelle de stabilité est suggérée par les observations microscopiques montrant des remplacements de diopside et d'idocrase par

du grossulaire, et des cristallisations tardives de grossulaire dans des grenatites à andradite. On notera que Mme Christophe-Michel-Lévy [1956] a obtenu artificiellement de l'andradite pure à partir d'un mélange contenant de la magnésie.

Si l'on considère maintenant que le *centre du gisement* est occupé par une colonne de grenatites à andradite pure, il est logique d'admettre que le fer, arrivant de l'extérieur, a diffusé dans la bande calcaire à partir de cette zone centrale. Il a refoulé devant lui le magnésium et l'aluminium.

Du côté des roches volcaniques où l'aluminium était abondant, le fer a été rapidement arrêté ; il s'est formé des grenatites à grossulaire et duparcite. Le fer s'est concentré dans les silicates calciques les premiers formés : la duparcite et les zones internes des grenats. Le magnésium déplacé s'est fixé dans des pyroxénites à diopside qui matérialisent un front magnésien, en bordure des massifs de roches volcaniques.

Du côté des calcaires, le fer a pu progresser plus librement, en refoulant le magnésium qui s'est concentré dans des masses de dolomie en bordure des calcaires. L'alumine a été chassée vers les extrémités N et S du gisement, tandis que la petite quantité restante donnait les cristallisations tardives de grossulaire dans les grenatites à andradite.

Le *front magnésien*, représenté par les dolomies, est doublé ici par un « *front de fer ferreux* » matérialisé par les pyroxénites à hédenbergite, en avant des grenatites à andradite contenant du fer ferrique. Les pyroxénites à hédenbergite forment une « carapace » autour des massifs de roches carbonatées. Elles constituent, en quelque sorte, une « frange de réaction » entre les calcaires et les grenatites en voie d'expansion. Le passage du fer de l'état ferrique à l'état ferreux indique que la réaction a eu lieu en milieu réducteur. Il est naturel de rechercher la cause de l'action réductrice dans la transformation des carbonates en silicates, et l'on peut se rallier à l'opinion de A. G. Bétekhtin [1950] qui admet que le gaz carbonique naissant est fortement réducteur par suite d'un équilibre avec l'oxyde de carbone.

Influence de la température et de la pression

On doit essayer de se faire une idée sur les températures et les pressions atteintes à Azegour, au cours du métamorphisme, en distinguant pression hydrostatique et efforts dirigés *(stress)*.

Pour fixer un ordre de grandeur de la pression hydrostatique, il faudrait pouvoir connaître l'épaisseur des terrains qui se trouvaient au-dessus de la surface actuelle du sol. C'est-à-dire à peu près la profondeur de mise en place du granite. On ne possède aucune indication directe à ce sujet. On peut seulement avancer, vue l'absence de métamorphisme général, que les terrains paléozoïques d'Azegour n'ont jamais été très profondément enfouis,

et que, par conséquent, la pression hydrostatique n'a jamais atteint des valeurs extrêmes.

Des efforts dirigés ont existé au cours du métamorphisme de contact. Leur action est bien mise en évidence par des *structures œillées*, des séricitisations locales, intéressant les minéraux de métamorphisme dans les schistes et les roches volcaniques, et aussi par des *boudinages* dans certains calcaires métamorphiques impurs. Par contre, dans les masses de roches à silicates calciques, comme celle de la mine d'Azegour, les minéraux ne montrent pas trace d'une intervention d'efforts dirigés. Il semble que l'on puisse expliquer ce phénomène d'une façon assez simple. La transformation de roches carbonatées en roches silicatées denses implique une diminution de volume qui a eu pour effet une relaxation des pressions. Les masses de roches à silicates calciques ayant des extensions relativement très restreintes, les efforts ont pu se répartir sur les roches compactes voisines en laissant les roches à silicates calciques elles-mêmes à peu près libres de contraintes.

La température maximale atteinte au cours du métamorphisme de contact est bien difficile à évaluer. On trouve, dans la mine d'Azegour du quartz ayant le faciès des cristaux de quartz β ; ainsi la température aurait dépassé 573°. La wollastonite est souvent considérée comme un minéral de haute température ; elle existe aussi bien à Tizgui qu'à la mine d'Azegour, à près de 500 m du granite. Par contre, la hornblende verte des roches éruptives reste stable jusqu'au contact du granite alors que, dans un métamorphisme de degré élevé, elle se transforme en pyroxène. Mais on sait combien les domaines de stabilité des minéraux varient avec la composition chimique du milieu ; et dans l'état actuel des connaissances sur la région d'Azegour il n'est guère possible d'avancer un chiffre pour la température maximale atteinte.

Cette température a certainement été plus faible à Entifa, c'est-à-dire à 1 km environ du granite que dans la mine d'Azegour à moins de 300 m du granite. Cependant, les roches à silicates calciques ont essentiellement les mêmes compositions minéralogiques (grenats, pyroxènes, idocrase) à Entifa qu'à Azegour. On peut en conclure que si la température a dû s'élever au-dessus d'un certain seuil, probablement assez bas, pour que se déclenche la formation de roches à silicates calciques, une fois ce seuil franchi la température n'a plus joué qu'un rôle secondaire, l'influence des concentrations étant alors largement prédominante. Les concentrations dépendent non seulement de la composition initiale des roches mais aussi des apports et des migrations d'éléments au cours du métamorphisme. Ces questions ont déjà été envisagées pour les éléments non volatils, mais il faut aussi tenir compte des éléments volatils dont le rôle devient évident dans l'altération des pyroxénites et des grenatites, au cours du rétromorphisme lorsque la température s'abaissait.

Rôle des éléments volatils

Parmi les éléments volatils qui ont pu jouer un rôle dans le métamorphisme de contact on cite en premier lieu l'eau et le gaz carbonique, puis le fluor, le chlore et le bore.

On a noté l'absence presque totale de tourmaline liée aux manifestations granitiques dans la région d'Azegour. Par ailleurs, on ne connaît pas de minéraux borés dans les calcaires métamorphiques. Il semble donc que le *bore* ne figurait pratiquement pas parmi les éléments qui sont intervenus dans le métamorphisme d'Azegour.

Le *chlore* n'a jusqu'à présent été décelé que dans les roches à wernérites. Mais celles-ci sont très localisées et ne constituent pas de masses importantes. Le chlore paraît ainsi n'avoir joué qu'un rôle occasionnel très réduit.

Le *fluor*, par contre, existe en petite quantité dans les roches à silicates calciques. La fluorine ne constitue jamais d'amas important, mais elle se rencontre comme constituant accessoire de presque toutes les grenatites et, plus rarement, des pyroxénites. De plus, le fluor paraît entrer dans la composition de la duparcite, au moins dans certains cas, en proportion notable (1,33 % dans l'analyse 4 du tableau XIV). On peut en conclure que le fluor existait dans le milieu où se sont développés les silicates calciques. Il a été, au début, en partie fixé dans la duparcite ; le reste a joué un rôle passif dans la formation des grenats mais s'est ensuite emparé d'une partie du calcium disponible au détriment du gaz carbonique, comme le prouve l'étroite association de la fluorine et de la calcite dans les roches à silicates calciques.

Du comportement du fluor, on peut, peut-être, tirer une conclusion importante des points de vue pétrogénétique et métallogénique : il n'y a pas eu au cours du métamorphisme, circulation de masses importantes de solutions. En effet, ces solutions contenant du fluor n'auraient pas manqué de réagir fortement sur les calcaires voisins. Or on n'observe rien de tel, bien au contraire, la fluorine, fréquente dans les grenatites, devient rare dans les pyroxénites et est totalement absente sur la bordure des massifs calcaires au contact des roches à silicates calciques.

Pour l'*eau* et le *gaz carbonique*, il semble que l'on peut suivre l'individualisation progressive de solutions hydrothermales. Le gaz carbonique a été libéré dès le début du métamorphisme en quantités considérables par la formation de silicates aux dépens des carbonates. Les silicates calciques les plus abondants (grenats, pyroxènes) sont anhydres, seule l'idocrase contient de l'oxhydrile. L'eau, pourtant certainement présente, n'a donc

joué, comme le gaz carbonique, qu'un rôle à peu près passif dans le métamorphisme progressif conduisant à la formation des grenatites et des pyroxénites. Par contre, l'intervention de solutions hydrothermales, riches en carbonates, devient évidente dans l'altération des roches à silicates calciques, et on peut tirer argument de la localisation des zones d'altération pour essayer de démontrer que ces solutions hydrothermales proviennent de l'évolution du milieu dans lequel se sont constituées les roches à silicates calciques, et non d'un apport extérieur, postérieur à la formation de ces roches.

L'altération des roches à silicates calciques

Les pyroxénites à hédenbergite sont fréquemment altérées en amphibolites à ouralite ; dans les grenatites à andradite il y a presque toujours un peu de chlorite et parfois la chloritisation est très poussée. On a observé la progression de l'altération dans les fissures des grenats et des pyroxènes, et reconnu une continuité avec les filonnets de dolomie traversant les roches plus profondément altérées, puis avec des pyroxénites et des grenatites entièrement pseudomorphosées en dolomie mêlée de chlorite et de talc, enfin avec les masses de dolomie se trouvant au contact des pyroxénites et des calcaires.

Par contre, du côté des roches volcaniques, on n'observe rien de semblable : les pyroxénites à diopside ne sont pas altérées ; dans les grenatites à grossulaire et duparcite seule la duparcite est profondément altérée, le grossulaire n'étant que très peu chloritisé. Enfin il n'existe pas d'amas dolomitiques.

Dans l'altération des roches à silicates calciques, il intervient naturellement une question de stabilité des minéraux. C'est ainsi que les silicates calciques ferrifères (andradite, hédenbergite, duparcite), qui étaient les minéraux les plus stables dans les conditions régnant au paroxysme du métamorphisme, se sont trouvés beaucoup moins stables que le grossulaire ou le diopside au cours du métamorphisme régressif.

Mais il est aussi indéniable que l'altération des roches à silicates calciques ferrifères a été provoquée par la circulation de solutions riches en carbonates. On peut, dans la mine d'Azegour, suivre localement le cheminement hésitant de ces solutions, partant des amas de dolomie s'infiltrant dans les pyroxénites à hédenbergite et allant se perdre dans les grenatites à andradite voisines. Les pyroxénites à hédenbergite et les grenatites à andradite que n'ont pas atteint les solutions ne sont que très peu altérées.

La localisation des manifestations hydrothermales, au voisinage du contact entre les roches à silicates calciques et les massifs calcaires, ne peut pas s'expliquer si l'on admet l'hypothèse d'une venue hydrothermale indépendante, postérieure à la formation des roches à silicates calciques. Comment cette venue aurait-elle suivi la surface compliquée des massifs cal-

caires, sans jamais s'en écarter alors qu'il existait, au moins dans les roches à silicates calciques, un réseau dense de fractures ? Par contre si l'on admet que les solutions se sont formées lorsque la température s'est abaissée, à partir de la vapeur d'eau présente dans la masse des roches à silicates calciques au cours de leur formation, elles se trouvaient déjà, pour ainsi dire, à pied d'œuvre. Elles ont seulement été attirées vers les calcaires où pouvait se créer une zone de pression relativement basse par suite de réactions entre les solutions et les calcaires. De telles réactions sont mises en évidence par l'existence, en certains points de la bordure des calcaires, de très nombreuses géodes atteignant parfois des dimensions considérables. Les géodes sont tapissées de cristaux de calcite, de dolomie et aussi parfois de barytine et de chalcopyrite ; en outre, dans les calcaires, on remarque un remplacement de la calcite par la dolomie. Les solutions se sont ainsi enrichies considérablement en carbonates, et le phénomène chimique le plus frappant est ici la précipitation du magnésium sous forme de dolomie tandis que le calcium restait en grande partie en solution. Le dépôt de dolomie a donné les amas en bordure des calcaires et les filonnets liés à l'altération des pyroxénites et des grenatites, et aussi quelques rares filons dans les cassures des roches. Les solutions résiduelles, appauvries en magnésium, mais riches en calcium pouvaient alors s'échapper par les zones de calcaires géodés.

On doit encore remarquer que les solutions contenaient, outre le calcium, le magnésium et le gaz carbonique, un peu de silice, de baryum, de cuivre, de fer, de zinc et divers autres métaux, ainsi que du soufre, de l'arsenic et des traces d'antimoine. On suivra la précipitation de ces éléments en étudiant la minéralisation, et on retrouvera, notamment à propos du cuivre et du fer, une continuité entre la formation des roches à silicates calciques et les solutions hydrothermales.

Mécanisme de la formation des roches à silicates calciques

On doit essayer, à la lumière des observations et des interprétations qui en ont été données, de se faire une idée sur le mécanisme de la formation des roches à silicates calciques, en vue d'en tirer des conséquences sur leur localisation et sur celle de la minéralisation.

La venue granitique a causé une élévation de température, sous une pression que l'on peut, en première approximation, considérer comme constante. Les diverses roches atteintes présentaient, suivant leur composition, une sensibilité plus ou moins grande à l'action thermique. Dans les calcaires impurs, particulièrement sensibles, des réactions se sont produites dès que la température a dépassé un certain niveau. Des silicates denses (grenats, pyroxènes) ont pris naissance aux dépens de minéraux plus légers (calcite, minéraux argileux) et se sont développés d'autant plus rapidement que la température continuait à croître. Le volume de la roche a diminué

par suite de l'augmentation de densité et aussi du départ d'une partie du gaz carbonique libéré par la destruction de la calcite. Par conséquent il a dû se former des *fissures de retrait* qui procuraient une voie de cheminement facile aux émanations granitiques.

On peut ainsi comprendre pourquoi les apports granitiques sont abondants dans les « bandes calcaires » et à peu près nuls, exception faite pour des éléments très mobiles au voisinage immédiat du granite, dans les schistes et les roches volcaniques restés compacts. Il s'ensuit la localisation de la minéralisation dans les calcaires métamorphiques. L'absence de pegmatites autour du granite provient probablement aussi de ce « drainage » par les calcaires.

Une fois déclenché, le courant des apports a pu s'intensifier grâce aux éléments qu'il amène, en particulier la silice et le fer. L'apport de silice a rendu possible la transformation en silicates, de proche en proche, de quantités croissantes de carbonates ; les calcaires purs ont pu eux-mêmes être attaqués et rongés peu à peu. Les masses de silicates de métamorphisme se sont alors développées beaucoup plus du côté des calcaires que du côté des roches volcaniques, et surtout des schistes.

L'apport de fer a déterminé la formation de silicates calciques ferrifères (andradite, duparcite, hédenbergite) au lieu de silicates calciques alumineux ou magnésiens (grossulaire, diopside). Dans la mine d'Azegour, la répartition du fer permet de penser que les apports granitiques sont arrivés principalement par la colonne de grenatites à andradite noires et compactes. De là ils ont diffusé en tous sens, avec des vitesses différentes suivant la nature des roches : calcaires impurs, calcaires purs, roches volcaniques, schistes. Les couches se trouvant à peu près verticales et dirigées N-S, la progression des silicates calciques a pu se faire rapidement vers le haut et dans le sens N-S le long des couches ayant une composition favorable, tandis que dans le sens transversal E-W, elle était entravée par des changements continuels de composition d'une couche à l'autre. Il y a eu tendance à l'homogénéisation, mais celle-ci n'a pu être réalisée à peu près complètement que là où les apports ont été les plus importants, c'est-à-dire vers le centre du gisement. Ailleurs on retrouve encore la trace de la stratification primitive.

La marche des apports granitiques ainsi esquissée concorde bien avec la forme générale de la masse de roches à silicates calciques de la mine d'Azegour, en colonnes dont les sections présentent des dents de scie vers le N et vers le S. En particulier, les roches à silicates calciques s'étendent très loin vers le N entre le massif calcaire et le massif de roches volcaniques.

En réagissant sur les roches, les émanations granitiques ont changé de composition en fonction des roches rencontrées. Du côté des roches volcaniques, riches en alumine, elles se sont rapidement appauvries en fer et il s'est formé des grenatites à grossulaire et duparcite. Du côté des calcaires,

elles sont restées riches en fer mais la réaction avec les calcaires a provoqué à leur contact la formation de pyroxènes (hédenbergite) au lieu de grenat (andradite). Des deux côtés, le magnésium s'est concentré en un *front magnésien* sur la bordure des roches à silicates calciques.

Le métamorphisme ayant dépassé sa phase paroxysmale et la température commençant à décroître de véritables solutions hydrothermales se sont formées à partir de la vapeur d'eau présente dans les roches à silicates calciques. Ces solutions n'ont pu réagir que très faiblement sur les roches volcaniques ou sur les grenatites compactes ; par contre elles ont attaqué les calcaires. Sur leur bordure, elles ont donné des dépôts de dolomie et provoqué localement l'altération des pyroxénites à hédenbergite en amphibolites et, en moindre proportion, une chloritisation des grenatites à andradite. On remarquera que les solutions hydrothermales ont pu persister très longtemps après la mise en place du granite.

On abordera maintenant l'étude de la minéralisation et on verra comment elle s'insère dans la succession des phénomènes esquissée ici.

TROISIÈME PARTIE

LA MINÉRALISATION

La minéralisation de la région d'Azegour est caractérisée par trois métaux et trois minéraux :

le *molybdène* sous forme de *molybdénite*

le *tungstène* sous forme de *scheelite*

le *cuivre* sous forme de *chalcopyrite.*

Le *fer* se trouve en abondance dans les gisements, sous diverses formes : silicates de métamorphisme (grenats, pyroxènes, idocrase, etc...) constituant les roches minéralisées ; sulfures, oxydes, et plus rarement sulfoarséniure et arséniure, formant une partie importante de la minéralisation.

Accompagnant les quatre métaux principaux, on connaît une quinzaine d'éléments, parmi lesquels le zinc et le plomb jouent un rôle important, tandis que les autres : uranium, nickel, cobalt, argent, bismuth, etc... peuvent être considérés comme accessoires. Le tableau XVI indique les minéraux typiques contenant les divers éléments constituant les minéralisations.

Dans les chapitres suivants, on examinera successivement :

— la répartition dans la région d'Azegour des éléments principaux et subordonnés ;

— la répartition dans la mine d'Azegour des divers éléments de la minéralisation ;

— la constitution des divers minerais de la mine d'Azegour ;

— enfin, on essaiera d'interpréter et de coordonner l'ensemble des observations.

TABLEAU XVI

Eléments et minéraux de la minéralisation (1)

Eléments	O	S	S et As	S et Sb	As	natifs
Mo	—	**molybdénite**	—	—	—	—
W	**scheelite**	—	—	—	—	—
Fe	**oligiste** **magnétite**	**pyrite** **pyrrhotine**	mispickel	—	lœllingite	
Cu	—	**chalcopyrite** **bornite** **chalcosine**	—	cuivre gris	—	
Zn	—	**blende**	—	—	—	—
Pb	—	**galène**	—	—	—	—
U	**pechblende**	—	—	—	—	
Ag	—	argentite	—	pyrargyrite stéphanite	—	argent
Ni			gersdorffite	—	nickeline rammelsbergite maucherite	
Co	—	linnaeite	—	—	—	—
Bi	—	—	—	—	—	bismuth

(1) Les minéraux les plus importants du gisement d'Azegour sont en caractères gras. Quelques minéraux rencontrés exceptionnellement ne figurent pas dans ce tableau.

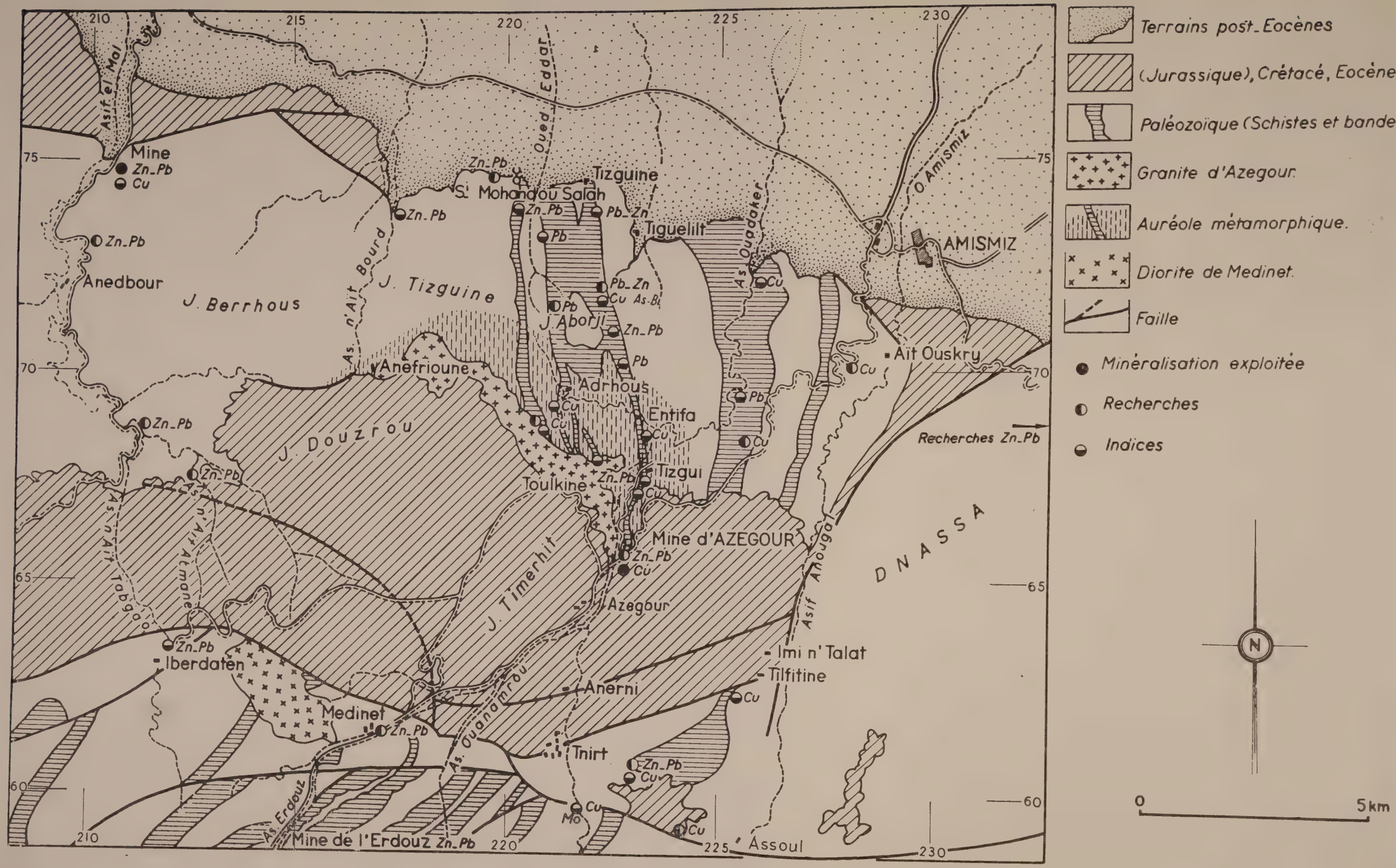


PLANCHE 3. — Répartition des minéralisations en plomb, zinc et cuivre dans la région des Guedmioua

Chapitre 9

RÉPARTITION DES MINÉRALISATIONS DANS LA RÉGION D'AZEGOUR

On trouvera dans l'annexe rédigée par P. Bourg, un aperçu historique sur les prospections effectuées dans la région d'Azegour. De très nombreux indices de minéralisation ont été signalés, beaucoup ont été l'objet de petits travaux de reconnaissance, depuis longtemps abandonnés, quelques-uns ont été un moment exploités. Le tableau XVII résume les connaissances acquises au cours de ces recherches. Il est naturellement très incomplet : d'une part il serait fastidieux de citer tous les indices de minéralisation, souvent très rapprochés les uns des autres et tout à fait semblables ; d'autre part, les minéraux signalés par les vieux rapports sont fonction des connaissances du moment sur la minéralisation, et maintenant il est impossible, sans reprendre les travaux miniers, de faire un échantillonnage complet, car la nature reprend vite ses droits et referme sur leurs secrets tranchées et galeries.

On doit distinguer trois zones dans la région d'Azegour :

— l'affleurement granitique ;

— l'auréole de métamorphisme de contact du granite ;

— la zone au-delà de cette auréole.

Les cartes schématiques (pl. 3 et 4) montrent comment se répartissent dans ces zones, respectivement, les indices de molybdénite, de scheelite, de chalcopyrite, de galène et de blende. On examinera maintenant cette répartition pour les divers éléments.

TABLEAU XVII

Répartition des minéralisations dans la région d'Azegour

		Mo	W	Cu	Zn	Pb	U	Ni	Co	Ag	Bi	As	Sb
	Granite	*	*	*		*	*		*			*	
Auréole de métamorphisme	Mine d'Azegour	***	***	***	**	*	***	*	*	**	*	*	*
	Tizgui	***	*	*	*	*	*						
	Entifa	***		*									
	Bande Est	**	*										
	Bande Ouest	**	*	*									
	Sidi Yahia		*										
	Adrhous	**	**	*									
	Bande de Toulkine	*	*	**									
Hors de l'auréole	Jebel Aborji				*	**				*			
	Tiguelilt			*	*	**				*	*	**	*
	Tizguine				*	**							
	Oued Eddar				*	**							
	Sidi Mohand ou Salah				**	**							
	Aït Bourd				*	**							
	Bande principale			**	*	*					*		
	Aït Ouskry			**									
	Mine de l'Asif el Mal			*	***	***				*			
	Anebdour				**	**							
	Asif n'Aït Athmane				**	**							
	Asif n'Aït Tabgao				**	**							
	Medinet				**	**							
	Mine de l'Erdouz			*	***	***				*			*
	Tnirt	**		*									
	Mine de Tnirt			*	**	**						*	
	Oussoul			*									
	Tilfitine			*									
	Dnassa				**	**							

* indices de minéralisation.

** minéralisation ayant été l'objet de travaux de recherches.

*** minéralisation exploitée.

1 — RÉPARTITION DU MOLYBDÈNE

Le molybdène ne se trouve que sous forme de molybdénite, mis à part quelques minéraux d'altération sans importance pratique. La scheelite d'Azegour ne contient que très peu de molybdène. On a reconnu la molybdénite en de nombreux points de la région d'Azegour.

a — Dans le granite

Le granite, atteint par les travaux de la mine aux étages 1 418 m et 1 378 m, contient quelques mouches de molybdénite, au contact des grenatites, elles-mêmes minéralisées en molybdénite. Cette minéralisation ne s'étend pas dans la masse du granite ; elle est très limitée.

Des fissures du granite, près de la cascade de Tizgui (222,30-67,78) contiennent un peu de molybdénite. Là encore la minéralisation n'a aucune extension.

Près du village d'Anefrioune (217,45-70,36) quelques petits filons de quartz, de direction N-S, ne dépassant pas 30 cm de puissance et une vingtaine de mètres de longueur, renferment un peu de molybdénite.

En somme, on n'a jamais trouvé dans le granite que des traces de minéralisation en molybdénite.

b — Dans l'auréole de métamorphisme de contact du granite

Les seuls amas importants de minerai de molybdène sont situés dans cette auréole. En outre, la molybdénite ne se trouve que dans les grenatites. Elle a été exploitée dans trois centres, localisés sur la « *bande calcaire centrale* » du S au N : Azegour, Tizgui et Entifa. En outre, de petits travaux ont été effectués sur les lentilles de grenatites minéralisées en molybdénite échelonnés entre ces trois centres, le long de la « bande calcaire principale ».

Dans la « *bande est* », des grenatites à molybdénite ont été reconnues superficiellement par une petite fouille. La « *bande ouest* » renferme également des grenatites minéralisées en molybdénite, dans son tronçon isolé par le granite. Vers le N, près du contact du granite, (221,86-68,14) une galerie a été amorcée sur des indices de molybdénite dans des grenatites. Plusieurs galeries ont été creusées dans les grenatites minéralisées en molybdénite du village d'Adrhous (221,30-62,54). Quelques mouches de molybdénite se rencontrent dans des grenatites près du *marabout de Sidi Yahia* (221,38-68,36). Enfin, de faibles indices de minéralisation en molybdénite, existent dans les grenatites de la « *bande de Toulkine* », au voisinage du granite.

c — Au-delà de l'auréole métamorphique

Aucune trace de molybdénite n'a été signalée vers le N, l'E ou l'W. Cependant, des grenatites contenant un peu de molybdénite, de scheelite et de pyrite, apparaissent sur la lèvre sud de l'accident de Medinet, dans la vallée de l'Asif Tnirt.

Il est impossible d'établir une relation entre cet indice et ceux de la région d'Azegour, d'une part, à cause du vaste recouvrement de Crétacé qui les sépare, d'autre part parce que la

géométrie de l'accident de Medinet est encore très mal connue. On remarquera que les schistes et les calcaires qui affleurent au N de ces grenatites, entre les deux branches de l'accident de Medinet, ne montrent pas trace de métamorphisme de contact. C. Bizard a encore signalé (*rapport inédit*, 1950) quelques mouches de molybdénite dans un petit filon de quartz encaissé dans le massif dioritique de Medinet.

Conclusion

Deux faits se dégagent nettement de l'examen précédent ; pour la région d'Azegour :

— la molybdénite se trouve exclusivement dans les grenatites, mises à part quelques faibles imprégnations sans aucune extension, dans le granite ;

— la molybdénite est étroitement liée au massif granitique, elle ne s'éloigne jamais au-delà de son auréole de métamorphisme de contact.

2 — RÉPARTITION DU TUNGSTÈNE

Le tungstène n'est connu, dans la région d'Azegour, que sous forme de scheelite. On n'a encore jamais rencontré de wolframite. De nombreux points minéralisés en scheelite ont été reconnus.

a — Dans le granite

Le granite minéralisé en molybdénite de la cascade de Tizgui, contient aussi quelques mouches de scheelite. Des traces de scheelite se trouvent dans du granite imprégné de malachite à l'E du village de Toulkine (221,26-67,62).

Mais nulle part n'a été rencontrée de minéralisation importante en tungstène dans le granite.

b — Dans l'auréole de métamorphisme de contact du granite

La scheelite, comme la molybdénite, a toujours été trouvée dans les grenatites. Elle est très fréquente dans la mine d'Azegour. Par contre, elle devient nettement moins abondante à Tizgui et, plus au N, sur la « bande calcaire principale », elle est inconnue à Entifa. La scheelite accompagne la molybdénite dans les grenatites de la « bande est », de la « bande ouest », du village d'Adrhous, du marabout de Sidi Yahia et de la «bande de Toulkine ».

c — Au-delà de l'auréole métamorphique

Aucun indice de minéralisation en tungstène n'a été signalé, exception faite pour les grenatites à molybdénite au S de Tnirt.

Conclusion

La répartition de la scheelite est tout à fait analogue à celle de la molybdénite, dans la région d'Azegour :

— la scheelite n'existe que dans les roches à silicates calciques de métamorphisme.

— la scheelite est étroitement associée au massif granitique, elle ne dépasse jamais son auréole de métamorphisme de contact. Il semble même que la scheelite s'éloigne moins encore du granite que la molybdénite.

3 — RÉPARTITION DU CUIVRE

La chalcopyrite est le seul minéral cuprifère important de la région d'Azegour. La bornite et la chalcosine n'ont été rencontrées que localement dans la mine d'Azegour. Le cuivre gris est toujours étroitement lié à la galène.

Les indices de minéralisation en cuivre sont beaucoup plus dispersés dans la région d'Azegour que ceux en molybdène et tungstène.

a — Dans le granite

Quelques fissures du granite contiennent de rares mouches de chalcopyrite dans une gangue quartzeuse.

On peut noter trois points particuliers. Les deux fissures uranifères voisines du barrage de Tizgui (222,20-67,19) contiennent un peu de chalcopyrite.

A 800 m environ à l'E du village de Toulkine, du granite très fissuré est faiblement imprégné de malachite sur quelques mètres : dans les déblais d'un ancien grattage (221,30-67,62), on recueille des morceaux de granite altéré contenant quelques mouches de chalcopyrite presque entièrement transformées en limonite et malachite.

Près du hameau de Sidi Yahia (221,16-68,22), de courts filons de quartz, atteignant 50 cm de puissance, renferment quelques grains de chalcopyrite.

b — Dans l'auréole de métamorphisme de contact du granite

La chalcopyrite est, comme la molybdénite et la scheelite, localisée dans les roches à silicates calciques. Les seuls amas importants de minerai de cuivre actuellement reconnus et exploités, sont ceux de la mine d'Azegour.

A Tizgui, d'anciens grattages ont été effectués sur un petit affleurement cuprifère, dans les calcaires métamorphiques. Les travaux miniers n'ont rencontré qu'un peu de chalcopyrite dispersée dans les roches calciques.

Vers Entifa, dans la « bande calcaire principale » on trouve un peu de chalcopyrite en association avec de la pyrrhotine. Il en est de même dans la « bande ouest » au nord du granite, et près du village d'Adrhous, sur le flanc sud du ravin (221,32-69,24), où l'on remarque de vieilles galeries éboulées.

Sur la « *bande ouest* », près du « ravin des noyers », (221,80-68,42) des pyroxénites montrent une très faible imprégnation de malachite.

Trois indices cuprifères se trouvent sur la « *bande de Toulkine* » au voisinage du granite.

L'un, dans le ravin dit « Talat Zougouar » (221,06-68,64) a été l'objet de recherches atteignant une dizaine de mètres de profondeur. Il a probablement fourni le minerai qui a été traité par une ancienne fonderie dont les scories se remarquent sur la crête granitique près d'un hameau en ruines. Des pyroxénites fortement imprégnées de chalcopyrite affleurent encore au fond d'une tranchée d'une quarantaine de mètres de longueur. De timides tentatives de reconnaissance en profondeur par puits et sondages ont été arrêtées par des terrains éboulueux. Les deux autres indices se trouvent vers le sommet de la croupe formée par la bande calcaire : l'un presque au contact du granite (220,60-69,08) a été fouillé superficiellement ; il consiste en une épidosite, en partie altérée, imprégnée de malachite. L'autre est au contact de calcaires caverneux (220,68-69,06) ; on ne trouve plus, dans les déblais d'une tranchée, en partie comblée, que des morceaux de calcaires imprégnés de malachite.

c — Au-delà de l'auréole métamorphique

Un peu de chalcopyrite est associée au mispickel de *Tiguelilt* (222,1-72,3). Les minéralisations du *jebel Aborji* et de la zone à l'*W du granite d'Azegour* jusqu'à l'Asif el Mal sont du type blende-pyrite-galène (voir ci-après) ; elles ne contiennent généralement que des traces de chalcopyrite avec de très petites concentrations locales dans les filons. Très peu de cuivre gris se trouve en inclusions dans la galène.

A l'*E d'Azegour*, on connaît deux indices de minéralisation cuprifère : l'un dans les calcaires de la « bande principale » sur la crête séparant l'Anougal de l'Ouadaker (226,0-68,3) ; l'autre dans les schistes, au-dessous de la piste Amismiz-Azegour (228,1-70,6) ; il s'agit ici d'un filon quartzeux à mouches de chalcopyrite qui a été reconnu par une galerie (filon des Aït Ouskry).

Au *S de l'accident de Medinet*, on trouve des filons de quartz contenant de la chalcopyrite entre l'Anougal et l'Asif Tnirt ; près du village de Tifiltine (225,0-62,1) et du Tizi n'Oussoul. Un peu de chalcopyrite se trouve dans le gisement de pyrite-blende et galène dit « de Tnirt » (223,1-61,5). De même le gisement de blende et galène de l'Erdouz renferme un peu de chalcopyrite et de cuivre gris.

Conclusion

Le cuivre s'est concentré, comme le molybdène et le tungstène, dans les roches à silicates calciques de l'auréole du métamorphisme de contact du granite. Mais, contrairement à ces deux métaux, il a largement débordé

cette auréole, et on trouve de la chalcopyrite, au loin du granite, d'une part dans des filons quartzeux, d'autre part, en petite quantité, dans des gisements où dominent la blende et la galène. En outre, la galène de la région d'Azegour et plus particulièrement celle de l'Erdouz, contient presque toujours des inclusions de cuivre gris.

On remarque enfin que les indices de minéralisation purement cuprifères se trouvent localisés à l'E du granite d'Azegour.

4 — RÉPARTITION DU ZINC ET DU PLOMB

Le zinc et le plomb ne sont connus, dans les minerais primaires de la région d'Azegour, que sous forme de sulfures : blende et galène.

a — Dans le granite

On ne trouve ni blende, ni galène dans les remplissages filoniens des fissures du granite. Une seule exception est fournie par les deux filons à uranium voisins du barrage de Tizgui, qui contiennent un peu de galène.

b — Dans l'auréole de métamorphisme de contact du granite

Des concentrations locales de blende se rencontrent dans la mine d'Azegour ; tandis que la galène est généralement éparse. Dans les autres centres de recherches (Tizgui, Entifa), on a de même trouvé un peu de blende et de galène ; mais ces minéraux sont toujours des constituants subordonnés de la minéralisation.

c — Au-delà de l'auréole métamorphique

La blende et la galène deviennent les constituants principaux des minéralisations, à part quelques exceptions où la chalcopyrite, le mispickel ou la pyrite dominent.

Les anciennes recherches de galène sont nombreuses sur le *versant nord du jebel Aborji* (Tiguelilt, Tizguine, oued Eddar) ; la blende l'accompagne en plus ou moins grande quantité. Il s'agit d'imprégnations diffuses dans les cassures des calcaires ou des schistes voisins.

Vers l'W, à Sidi Mohand ou Salah (220,0-74,5), une galerie a reconnu un filon, dans des grès schisteux, minéralisé en blende. Au voisinage de ce filon, on trouve un peu de blende et de galène dans des schistes, et dans des calcaires à éléments volcaniques. Plus à l'W encore, on connaît des indices de minéralisation dans la vallée de l'Asif n'Aït Bourd.

La mine de l'Asif el Mal exploite un important filon encaissé dans les schistes ; le minerai est formé en majeure partie de blende qu'accompagnent de la galène et très peu de pyrite et de chalcopyrite. Plusieurs indices

de minéralisations semblables, se rencontrent aux alentours du filon principal.

Entre la mine de l'Asif el Mal et la faille de Medinet au S, il existe de nombreux filons, plus ou moins importants, encaissés dans des schistes, minéralisés en blende et galène, à *Anebdour* et dans les vallées des *Aït Tabgao* et des *Aït Athmane*.

A l'*E du granite d'Azegour*, on a trouvé un peu de galène dans les calcaires de la « bande principale » mais il faut aller au-delà de la vallée de l'Anougal dans les *Dnassa*, pour rencontrer des filons du type blende-pyrite-galène, encaissés dans des schistes et des grès.

Au *S de l'accident de Medinet*, le gisement dit « de Tnirt » renferme une concentration importante de pyrite dans des calcaires, mais aussi de la blende et de la galène. La *mine de l'Erdouz* exploite, sur le flanc nord de ce massif, une minéralisation en blende et galène, d'allure filonienne assez diffuse, dans des calcschistes. Sur le *flanc sud de l'Erdouz* se trouve un gisement semblable. Enfin, *près de Medinet*, de petits travaux de recherche ont été autrefois effectués sur des indices de minéralisation en blende et galène, dans les schistes paléozoïques.

Conclusion

La blende et la galène se concentrent de préférence loin du granite, en filons dans les schistes et les grès, en imprégnations fissurales diffuses dans les calcaires. Ce sont des gisements du type blende-pyrite-galène ; la blende est généralement plus abondante que la galène, rarement c'est la pyrite qui domine. La gangue est formée de carbonates et de quartz, accompagnés d'un peu de barytine. La barytine se concentre quelquefois dans de petits filons, pratiquement stériles, voisins des filons minéralisés : par exemple à la mine de l'Asif el Mal. La chalcopyrite est toujours représentée, généralement en très petite quantité, dans ces filons. On remarque que les parties les plus quartzeuses des filons sont plus riches en chalcopyrite que les parties à gangue carbonatée ; on trouve même de petits enrichissements locaux en chalcopyrite, par exemple au « filon 4 » de la mine de l'Asif el Mal, mais ces enrichissements ne présentent jamais une extension considérable.

Si l'on examine la distribution dans l'espace des indices de minéralisation en plomb et zinc, on constate qu'ils sont beaucoup plus nombreux à l'W et au N, qu'à l'E du granite d'Azegour. La disposition inverse a déjà été notée pour les indices de minéralisation purement cuprifère.

A l'intérieur de l'auréole de métamorphisme de contact du granite on ne trouve que très peu de galène. Quant à la blende, on verra en examinant la minéralisation de la mine d'Azegour, qu'il y a lieu de distinguer deux

types : l'un à fines inclusions de chalcopyrite, donne des concentrations locales dans les roches à silicates calciques ; l'autre, sans inclusions de chalcopyrite, est le compagnon habituel de la galène dans les gisements plombo-zincifères hors de l'auréole du granite.

5 – RÉPARTITION DU FER

Le fer entre dans la composition des roches aussi bien que de la minéralisation. La forte teneur en fer des roches à silicates calciques, ne peut s'expliquer que si l'on admet un apport de fer provenant du granite. Ce fer, introduit dans les roches calcareuses, est étroitement lié à la minéralisation, et il est nécessaire d'en tenir compte lorsqu'on examine la répartition du fer dans la minéralisation de la région d'Azegour. On distinguera donc ici les minéraux ferrifères suivants :

— silicates calciques de métamorphisme : grenats de la série andradite-grossulaire, idocrase ferrifère (duparcite), pyroxènes de la série hédenbergite-diopside ;

— oxydes : oligiste, magnétite et gœthite ;

— sulfures : pyrite, pyrrhotine, marcasite, chalcopyrite (et bornite), blende ferrifère ;

— sulfo-arséniure et arséniure : mispickel et lœllingite.

a Dans le granite

Le remplissage hydrothermal des fissures du granite comporte constamment de la pyrite dans une gangue quartzeuse. La pyrite est le plus souvent oxydée en limonite, mais on peut presque toujours reconnaître ses formes. Elle est particulièrement abondante dans les cassures radioactives du barrage de Tizgui.

On notera encore que, dans le granite lui-même, le fer se trouve à l'état d'oxydes dispersés en fines particules dans les feldspaths, en particulier l'orthose ; la biotite, seul minéral ferro-magnésien du granite, est relativement très peu abondante (1 % environ de la masse du granite).

b — Dans l'auréole de métamorphisme de contact du granite

Les silicates calciques riches en fer sont localisés dans cette auréole ; les diverses minéralisations leur sont toujours associées. Inversement, on ne connaît guère de lentilles de silicates calciques qui ne présentent au moins des traces de minéralisation en scheelite et surtout en molybdénite.

La pyrite est représentée, au moins en traces, dans presque tous les types de minerai. De plus, il en existe des concentrations importantes dans la mine d'Azegour. Par contre, la pyrrhotine y est rare, pour ne pas dire exceptionnelle. Dans les gisements plus éloignés du granite (au N de Tizgui, à Adrhous) la pyrrhotine devient plus abondante que la pyrite et forme des accumulations notables. On remarque aussi que les traces de minéralisations incluses dans les roches volcaniques des gisements, comportent toujours de la pyrrhotine et non de la pyrite.

L'oligiste et la magnétite sont localement abondants dans les roches à silicates calciques, notamment celles de la mine d'Azegour. On a déjà vu la répartition de la chalcopyrite et de la blende ferrifère. Le mispickel et la lœllingite ne se trouvent qu'en très petite quantité dans la mine d'Azegour. La marcasite se rencontre çà et là, dans cette mine, généralement associée à la pyrite.

c — Au-delà de l'auréole métamorphique

La pyrite existe en plus ou moins grande quantité dans tous les minerais primaires des gîtes plombo-zincifères cités précédemment. Elle accompagne de même la chalcopyrite dans ses gisements. Elle est associée au mispickel, à la marcasite et à des traces de pyrrhotine à Tiguelilt. Mais au total, on ne peut citer que deux accumulations notables de pyrite, en dehors de l'auréole de métamorphisme du granite : un amas dans les calcaires du gisement dit « de Tnirt » (223,1-61,5) et un filon de pyrite, sans autre minéralisation visible, encaissé dans des schistes près du village d'Iberdatène (212,8-63,6).

d — Chapeau de fer de Toulkine

Les filons de la région d'Azegour ne présentent pas de chapeau de fer bien développé. Le plus souvent la zone d'oxydation est presque inexistante et le minerai primaire arrive jusqu'à l'affleurement. Cependant on trouve trois petits amas d'oxydes de fer sur les affleurements de roches à silicates calciques d'Azegour. Les travaux miniers ont en outre pénétré dans un chapeau de fer, imprégné d'argile, enfoui sous le Crétacé.

Mais le seul « chapeau de fer » important de la région s'est formé sur le plateau de Toulkine (220,8-68,9), à l'affleurement des roches à silicates calciques, riches en fer, de la « bande de Toulkine » arrivant au contact du granite.

Il couvre une superficie d'environ 3 hectares et quelque puits ont permis d'évaluer à environ 1,5 million de tonnes, la quantité de minerai de fer qu'il renferme. Ce minerai est constitué par de la gœthite en concrétions fibro-radiées, provenant sans doute d'une altération météorique, avec lessivage de la silice libérée des silicates calciques, en particulier des pyroxénites à hédenbergite moins stables que les grenatites. Cependant, un enrichissement local des roches en pyrite a peut-être aussi contribué à la formation du gisement, car autant que

les terres de recouvrement permettent de s'en rendre compte, il se trouve sur le trajet d'une cassure E-W, fortement ferrugineuse, bien visible vers l'E dans les schistes. Il est possible que le chapeau de fer de Toulkine ne soit pas dû à une altération récente, mais qu'il se soit formé sur la surface anté-crétacée. Il aurait alors été « fossilisé » sous le Crétacé, comme celui qui a été rencontré dans la mine d'Azegour, puis remis à jour par l'érosion récente et en partie détruit.

Conclusions

Le fer est particulièrement abondant dans les gisements de molybdène, de tungstène et de cuivre localisés au voisinage du granite. Il s'y trouve en quantités bien supérieures à celles de tous les autres métaux de la minéralisation, sous forme principalement de silicates de métamorphisme (grenats et pyroxènes), d'oxydes (oligiste et magnétite) et de sulfures (pyrite, pyrrhotine).

La pyrite et la pyrrhotine semblent jouer des rôles analogues dans les minéralisations des roches métamorphiques ; la formation de l'une plutôt que de l'autre dépend probablement beaucoup plus des conditions chimiques du milieu que de la température de dépôt. La pyrite se trouve normalement dans les roches à silicates calciques riches en fer, tandis qu'elle cède la place à la pyrrhotine dans les roches plus siliceuses.

En dehors de l'auréole de métamorphisme de contact du granite, on ne trouve, dans les gîtes métallifères, ni silicates riches en fer, ni oxydes primaires de fer. La pyrrhotine est rare et localisée dans les dépôts dont la température de formation paraît la plus élevée. Par contre la pyrite est toujours présente, en plus ou moins grande quantité. Le mispickel ne se rencontre que dans quelques cas spéciaux, parfois en grande quantité.

6 — RÉPARTITION DE L'URANIUM

L'uranium a été recherché dans la région d'Azegour, de mai à décembre 1950, par une équipe de prospecteurs du Commissariat à l'énergie atomique, dirigée par R. Pélerin puis V. Ziegler et composée de : C. Bizard, P. Bourrieau, P. Frehring et P. Fabre. En dehors des concentrations en pechblende de la mine d'Azegour, ce minéral n'a été reconnu que dans deux cassures du granite voisines du barrages de Tizgui (222,20-67,19). Mais il faut noter que les cassures se situent sur un alignement N-S de points notablement radioactifs, s'étendant dans le granite, depuis le barrage de la mine sur 2 km vers le N. La mine de Tizgui ne renferme que quelques faibles indices de minéralisation uranifère.

La minéralisation en uranium est donc étroitement localisée au voisinage du granite.

On remarquera en passant que, d'après C. Bizard et V. Ziegler, les phosphates de l'Eocène de Tnirt, de Medinet et d'Amismiz présentent une radioactivité comparable à celle des phosphates sédimentaires des autres régions du Maroc.

7 — RÉPARTITION DU NICKEL ET DU COBALT

En dehors de la mine d'Azegour, on n'a trouvé qu'un peu de safflorite et d'érythrine dans une des cassures uranifères du granite (P. Bourrieau et M. Vusbourg). Des essais chimiques pour rechercher le nickel, effectués sur des échantillons de pyrrhotine de Tizgui-Entifa et d'Adrhous, ont été négatifs.

8 — RÉPARTITION DE L'ARGENT

Une concentration locale de minéraux argentifères a été trouvée dans la mine d'Azegour. Une analyse d'un échantillon du minerai à mispickel de Tiguelilt a donné 207 g/t d'argent.

La teneur en argent des minerais plombo-zincifères de la région d'Azegour est très variable. Les concentrés de galène de la mine de l'Asif el Mal contiennent environ 500 g/t d'argent ; tandis que les teneurs en argent des concentrés de galène de la mine nord de l'Erdouz varient généralement entre 1 500 et 2 600 g/t et atteignent 5 000 g/t. De même, des lots de galène scheidée à 50 %, provenant du versant nord du jebel Aborji, près de Tiguelilt, contenaient 2 000 à 5 000 g/t d'argent. Par contre des galènes provenant de l'oued Eddar et des Dnassa n'ont donné que 170 g/t Ag. La galène du « filon argentifère » d'Azegour est elle-même très pauvre en argent.

Un ancien grattage, situé dans les calcaires, sur le sommet oriental du jebel Aborji (222,5-71,1) est appelé traditionnellement : « filon à argent » par les habitants de la région. On ne voit aucun minerai, sauf un peu de smithsonite, à l'entrée du grattage. Il s'agit sans doute d'un filonnet de galène et blende, dont la zone d'oxydation a été enrichie en argent.

Les galènes les plus riches en argent contiennent constamment de nombreuses inclusions de cuivre gris. Le minerai de la mine nord de l'Erdouz comporte parfois beaucoup de cuivre gris [Von der Weid, 1941, b ; Bouladon et Jouravsky (rapport inédit)] ; mais, en outre, la galène de ce minerai contient localement de nombreuses petites inclusions de pyrargyrite.

Conclusion — L'argent a suivi le plomb. Il se trouve étroitement associé à la galène, souvent comme constituant du cuivre gris, plus rarement sous forme de pyrargyrite.

9 — RÉPARTITION DU BISMUTH

En dehors de la mine d'Azegour, on trouve du bismuth natif associé au mispickel de Tiguelilt [Permingeat, 1954]. Un filon à bismuth natif est connu dans la vallée de l'oued Nefis (244,2-70,4) à une vingtaine de kilomètres à l'E d'Azegour.

10 — RÉPARTITION DE L'ARSENIC

L'arsenic se trouve combiné au nickel, au cobalt et au fer, sous forme d'arséniures divers que l'on rencontre en petite quantité dans la mine d'Azegour, et dans les cassures uranifères du granite. Le sulfo-arséniure de nickel (gersdorffite) accompagne parfois les arséniures.

Par contre le sulfo-arséniure de fer (mispickel) présente une répartition beaucoup plus large.

On en connaît un amas important près du village de Tiguelilt, dans les calcaires du flanc nord du jebel Aborji (222,1-72,3). Un gisement semblable, mais moins important, est situé dans les calcaires de la bande principale près du marabout de Sidi Mansour (224,1-72,5).

Le mispickel existe, en petite quantité, associé à la chalcopyrite, la pyrite et la blende dans le gisement dit « de Tnirt » (223,1-61,5). Enfin on peut signaler un petit filon de quartz à mispickel, accompagné de pyrite et de traces de chalcopyrite, à 2,5 km environ à l'W de la mine de l'Asif el Mal.

11 — RÉPARTITION DE L'ANTIMOINE

L'antimoine paraît typiquement lié à l'argent. Il n'est en effet connu que dans les sulfo-antimoniures d'argent de la mine d'Azegour et de la mine nord de l'Erdouz, et dans les cuivres gris, eux-mêmes argentifères, des minéralisations plombo-zincifères de la région.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LA RÉPARTITION DES MINÉRALISATIONS DANS LA RÉGION D'AZEGOUR

De l'examen d'ensemble des minéralisations de la région d'Azegour, se dégagent les faits essentiels suivants :

1 — La *molybdénite* et la *scheelite*, et accessoirement les minéralisations contenant de l'uranium, du nickel et du cobalt, sont étroitement localisées autour de l'affleurement du granite d'Azegour, à l'intérieur de son auréole de métamorphisme de contact.

2 — Les minéralisations du type *blende-pyrite-galène* se développent au large du granite, hors de l'auréole métamorphique.

3 — La *chalcopyrite* s'est concentrée, de préférence, à l'intérieur de l'auréole métamorphique du granite, mais elle la déborde largement, constituant ainsi un trait d'union entre les deux types précédents de minéralisation. La pyrite joue un rôle tout à fait semblable. La blende se retrouve également, mais avec des caractères différents, dans les deux types de minéralisation.

4 — Les *éléments accessoires* des minéralisations se sont distribués suivant leur affinités particulières. L'argent et le bismuth se trouvent avec l'uranium, le nickel, le cobalt et l'arsenic, ébauchant la paragénèse classique, dans la mine d'Azegour, au voisinage du granite. Hors de l'auréole, l'argent a suivi le plomb et le zinc, montrant toujours une prédilection pour l'antimoine. Le bismuth a accompagné l'arsenic, sous forme de mispickel ou s'est concentré dans des filons spéciaux.

5 — *A l'intérieur de l'auréole de métamorphisme de contact du granite, toutes les minéralisations se sont logées dans les roches à silicates calciques riches en fer.* Les roches carbonatées (marbres) aussi bien que les schistes métamorphiques et les roches du complexe volcanique sont stériles. Le granite ne contient que des traces de minéralisation, mises à part, peut-être, les cassures uranifères encore mal connues. On ne connaît, en dehors des roches à silicates calciques, que trois filons de quartz stérile à 1 km environ au NW du village d'Adrhous et quelques cassures à remplissage de barytine et d'oxydes de fer, notamment au voisinage de la mine d'Azegour.

6 — *A l'extérieur de l'auréole métamorphique, la minéralisation se sépare nettement des roches calcaires.* Elle se présente en filons dans les schistes et les grès ; cependant, lorsqu'il existe des calcaires, ils contiennent très souvent des fissures minéralisées plus ou moins diffuses. Dans l'ensemble, la minéralisation prend une allure filonienne qui s'oppose nettement aux imprégnations dans les roches à silicates calciques de l'auréole de métamorphisme.

7 — La répartition des indices de minéralisation montre une certaine *dissymétrie par rapport à l'affleurement granitique* d'Azegour. Le cuivre apparaît principalement à l'E du massif, tandis que les filons plombo-zincifères sont beaucoup plus nombreux vers l'W.

8 — *La zonalité de la minéralisation est très nette dans la région d'Azegour autour du granite* : scheelite et molybdénite sont localisées dans les roches à silicates calciques de l'auréole métamorphique, tandis que les filons plombo-zincifères se développent en dehors de cette auréole. L'étude des minéralisations de la mine d'Azegour permettra de préciser les rapports entre ces deux types de minéralisation (1).

(1) Une étude est poursuivie par J. Jedwab, au Centre de Géochimie appliquée de l'Université libre de Bruxelles sous la direction de I. de Magnée, en vue de rechercher dans le granite d'Azegour les traces des métaux de la minéralisation. Si les premiers résultats sont positifs, le développement de l'étude permettra de préciser la liaison du granite et de la minéralisation en molybdène, tungstène et cuivre, et peut-être du point de vue pratique, d'entrevoir des concentrations possibles de cette minéralisation.

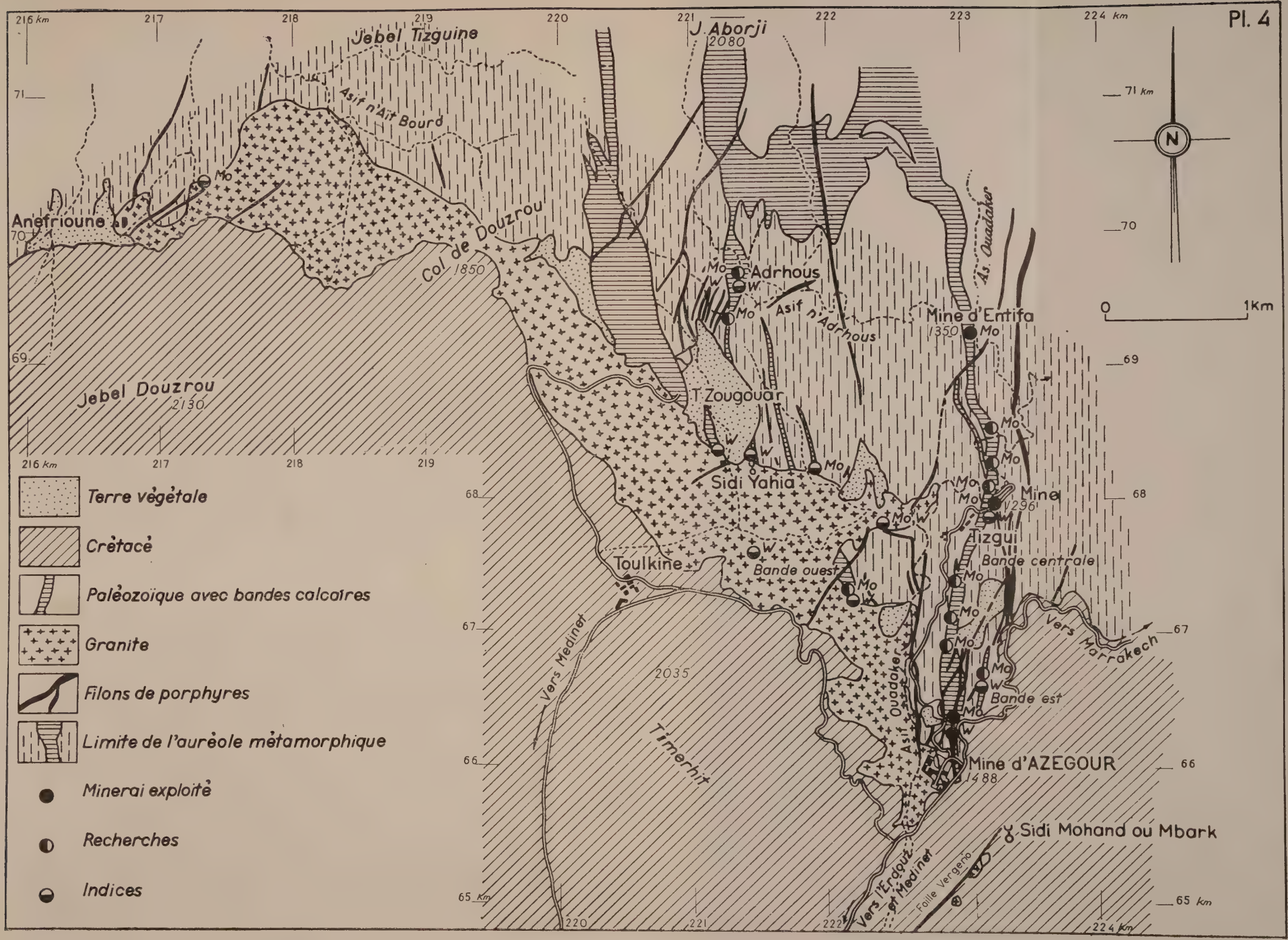


PLANCHE 4. — Répartition des minéralisations en molybdène et tungstène autour du granite d'Azegour.

Chapitre 10

RÉPARTITION DES MINÉRALISATIONS DANS LA MINE D'AZEGOUR

Les travaux miniers ont été activement développés dans la mine d'Azegour, située sur la « bande calcaire centrale » au voisinage du granite. Les 18 km environ de galeries, cheminées et puits, complétés par 8 km de sondages, dont les résultats ont été notés avec précision par les exploitants, offrent un vaste champ d'observation. Les plans des quatre principaux étages sont donnés sur la planche 5 : étage 1 488 m au niveau du carreau de la mine, étage 1 448 m complété vers le N par un étage 1 438 m, étages 1 418 m et 1 378 m. L'ensemble des travaux miniers s'étend sur 1 300 m environ dans le sens N-S, qui est celui de la « bande calcaire centrale ». La planche 6 montre quelques coupes transversales du gisement.

LES ÉLÉMENTS DES MINÉRALISATIONS

Tous les éléments des minéralisations de la région d'Azegour sont connus dans la mine d'Azegour, mais avec une répartition spéciale.

Aux *éléments caractéristiques* :

— *molybdène* sous forme de molybdénite,

— *tungstène* sous forme de scheelite,

— *cuivre* sous forme de chalcopyrite,

— *fer* sous forme, d'une part de silicates de métamorphisme, d'autre part de sulfures, en particulier de pyrite, et beaucoup plus rarement d'arséniures,

S'ajoutent, comme *éléments subordonnés* :

— le *zinc* sous forme de blende,

— l'*uranium* sous forme de pechblende.

Tandis que le *plomb*, n'est plus qu'un *élément accessoire* avec : le *nickel*, le *cobalt*, l'*argent*, le *bismuth*, l'*arsenic*, l'*antimoine*, l'*or*, l'*étain* et le *sélénium*.

ROCHES ET CASSURES MINÉRALISÉES

Les minéralisations présentent deux modes de gisement d'importance très différente :

a) *dans les roches à silicates calciques* : les minéraux de la minéralisation apparaissent comme des constituants de la roche elle-même. Ce mode de gisement, de beaucoup le plus important, est celui des minéraux caractéristiques : molybdénite, scheelite et chalcopyrite, et partiellement celui de la blende.

b) *dans des cassures à remplissage de type filonien*. La minéralisation, souvent très complexe mais d'importance réduite, est accompagnée d'une gangue plus ou moins abondante.

Remarques générales sur les roches minéralisées

Un fait extrêmement frappant est que les *trois minéraux caractéristiques* : *molybdénite*, *scheelite et chalcopyrite*, *s'excluent pratiquement l'un l'autre*. Ils se sont concentrés séparément et on peut distinguer sans ambiguïté : des minerais de molybdène, des minerais de tungstène et des minerais de cuivre. Dans chacun de ces minerais, les teneurs en les deux autres métaux sont très faibles. Si l'on disposait d'un très grand nombre d'analyses chimiques, on pourrait établir une classification précise ; mais les limites sont si brutales, qu'elles apparaissent nettement au simple examen à l'œil. Par contre, il existe à peu près partout des traces de chacun des métaux, ou, pour reprendre une image due à L. Clariond : un « nuage clair » de molybdénite, de scheelite, de chalcopyrite et de pyrite, s'étend sur l'ensemble des roches à silicates calciques de la mine d'Azegour, tandis que des « nuages foncés », constitués par un seul de ces minéraux, apparaissent çà et là. C'est la répartition de ces « nuages foncés », de ces concentrations constituant des « minerais », qu'il est intéressant d'examiner.

Les *concentrations sont toujours allongées en traînées dans le sens N-S* qui est celui de la stratification des roches primitives. Elles se maintiennent

assez régulièrement dans le sens vertical ; ce qui a permis de définir des « *colonnes de minerai exploitable* », dont les sections par les quatre principaux étages sont représentées sur la planche 5. On doit cependant remarquer que la forme des colonnes exploitées ne correspond pas exactement à la distribution des minéraux ; en effet, dans leur tracé est intervenu un facteur humain dont les variations échappent à toute analyse : fluctuations des cours des métaux, nécessité d'approvisionner régulièrement l'atelier de flottation en tout venant, difficultés d'exploitation, etc... Les « colonnes de minerai exploitable » n'expriment donc que l'allure générale de la répartition des minéraux. Mais ce sont les parties du gisement de beaucoup les mieux connues, et les données qu'elles fournissent, complétées par celles des galeries, constituent un ensemble cohérent que l'étude en sections polies des minerais permet de préciser.

Les cassures minéralisées

Dans la mine d'Azegour, on observe un grand nombre de cassures. Beaucoup ont un remplissage imprégné d'oxydes de fer, ce qui leur a valu le nom de « *coupes de fer* ». On doit cependant remarquer que l'on a étendu cette dénomination à des cassures à remplissage de carbonates sans aucune trace d'oxydes de fer.

Il existe *deux directions générales de cassures minéralisées* : l'une N-S, conforme à la direction générale du gisement et de la tectonique hercynienne ; l'autre ENE, transversale. On remarquera que ce sont aussi les deux directions de fissuration du granite comportant des remplissages hydrothermaux.

Dans les *roches à silicates calciques les cassures sont extrêmement nombreuses.* Les deux directions sont également représentées. La couronne des dépilages est ainsi, parfois, découpée en lignes brisées. Mais les cassures sont très irrégulières et d'importance très variable. Beaucoup ne s'étendent que sur quelques mètres, certaines ne se suivent que sur moins d'un mètre ; elles se relayent entre elles en se décalant et se subdivisent fréquemment en plusieurs branches ; leur tracé, loin d'être rectiligne est contourné, capricieux à l'extrême. Presque toutes les cassures des roches à silicates calciques s'arrêtent au contact des autres roches, sans y pénétrer.

Dans les *roches volcaniques, les calcaires et les schistes métamorphiques, les cassures à remplissage filonien sont très peu nombreuses.* Par contre, elles présentent une continuité relativement grande et elles se poursuivent sans interruption à travers diverses formations. Elles ont presque toujours une direction ENE. Quelques unes sont indubitablement des failles avec un rejet de quelques mètres et un remplissage bréchique, imprégné d'oxydes de fer, d'argiles et de barytine.

Les deux principales failles reconnues dans le gisement sont figurées sur la planche 5. Elles paraissent se rejoindre à l'étage 1 378 m où existe une zone broyée ; celle du S oblique

progressivement vers l'ESE entre les étages 1 418 m et 1 488 m ; celle du N, appelée couramment « *grande coupe de fer* » [Von der Weid, 1941, b] tourne du NE à l'ENE. On retrouve ces cassures en surface, et d'autres semblables, traversant les schistes métamorphiques aussi bien que la bande calcaire et se poursuivant parfois jusque dans le granite. Leur remplissage est constitué par de la barytine et des carbonates (dolomie principalement) fortement imprégnés d'oxydes de fer.

Les *grandes cassures transversales*, ENE, recoupent et parfois décalent les roches minéralisées en molybdénite, en scheelite et en chalcopyrite ; elles sont donc *postérieures à ces minéralisations*. Mais l'examen détaillé des cassures montre qu'il est impossible de faire une distinction nette entre ces véritables failles et les petites cassures des roches à silicates calciques : tous les intermédiaires existent, laissant supposer une continuité dans le phénomène de fissuration que l'étude de la répartition des minéralisations mettra en évidence.

Afin de simplifier l'exposé de cette répartition, on décrira brièvement trois cassures minéralisées qui seront souvent citées.

1 — « **Filon à argent** ». C'est une cassure minéralisée qui a été rencontrée dans l'avancement sud, au toit de l'étage 1 488 m à la latitude – 90 m.

De direction sensiblement W-E, elle a été suivie sur 170 m environ dans des roches carbonatées, des roches volcaniques puis des schistes métamorphiques du toit. Le remplissage filonien atteint 0,6 m de puissance ; vers l'E, il subit un léger décrochement et se poursuit avec une puissance de quelques centimètres seulement ; vers l'W, il pénètre dans la « colonne 3C » de chalcopyrite où il se ramifie et disparaît.

La gangue est constituée par de la dolomie mêlée de quartz, de barytine et de calcite. La minéralisation, dans laquelle domine la galène, est très complexe, comportant notamment des sulfo-antimoniures d'argent, des arséniures de nickel et du bismuth natif.

2 — « **Filon à gersdorffite** ». A 150 m environ au S du filon à argent, toujours à l'étage 1 488 m, le travers-banc 24 (latitude – 230 m) a recoupé, dans des pyroxénites et grenatites minéralisées en chalcopyrite, une masse de dolomie mêlée de quartz renfermant une minéralisation assez analogue à celle du filon précédent.

La masse dolomitique n'a pas été délimitée par les travaux miniers et il est difficile de préciser sa forme exacte ; elle paraît se prolonger de quelques mètres vers le S et prendre une allure filonienne. Plusieurs filonnets dolomitiques, sillonnant les roches minéralisées en chalcopyrite, se rattachent à la masse principale.

3 — « **Filon à bismuth natif** ». A l'étage 1 418 m, dans l'avancement sud au toit, à la latitude – 415 m, un filonnet de dolomie blanche, mêlée de quartz de direction ENE, traverse des roches à silicates calciques. Sa puissance n'excède pas 10 cm. Il contient des nodules de bismuth natif associé à des arséniures de nickel.

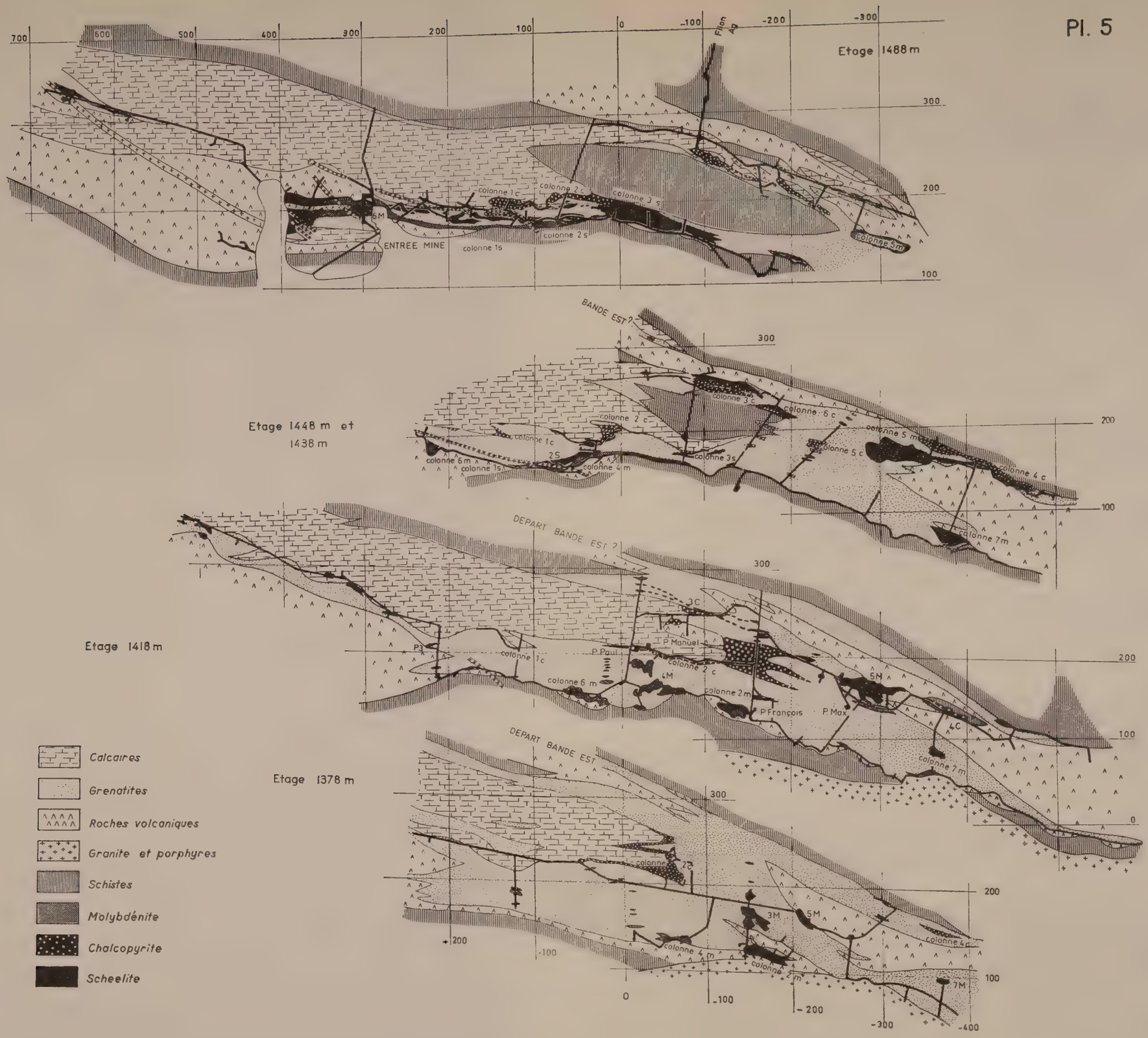


PLANCHE 5. — Plan des principaux étages de la mine d'Azegour, d'après P. BOURG.

RÉPARTITION DES DIVERS ÉLÉMENTS DES MINÉRALISATIONS

On examinera successivement la répartition de chacun des éléments dans les roches et les cassures minéralisées de la mine d'Azegour.

1 — RÉPARTITION DU MOLYBDÈNE

On a exploité six « colonnes » de molybdénite dans la mine d'Azegour (planches 5 et 6).

— La **colonne 6M** arrive à l'affleurement sur le flanc nord du ravin de l'entrée de la mine.

L'exploitation a créé là des « cavernes » perçant de part en part la croupe que contourne le carreau de la mine. La molybdénite se trouvait dans des grenatites à duparcite, limitée vers l'E par des roches volcaniques et vers l'W par une lentille de roches carbonatées ; une avancée de roches volcaniques coupait en deux parties l'amas de minerai. A l'étage 1 488 m, on suit la minéralisation en molybdénite sur 300 m environ vers le S, dans des grenatites, le long du contact de roches volcaniques qui vont s'amincissant puis disparaissent au mur schisteux de la « bande calcaire principale ». La minéralisation s'arrête sur une cassure transversale à remplissage ferrugineux. La largeur des roches minéralisées qui atteint 50 m vers le N diminue rapidement vers le S avec quelques petits renflements locaux : la forme de cette section horizontale a valu à cette colonne le nom imagé de « la pipe » avec son « fourneau » et son « tuyau ». Aux étages 1 473 m, 1 458 m et 1 438 m on retrouve « la pipe », progressivement décalée vers le S ; sa longueur se réduit simultanément. Elle reste toujours plaquée contre les roches volcaniques. Au niveau 1 418 m la colonne 6M prend une forme plus ramassée, encore au contact de roches éruptives. L'exploitation n'est pas descendue au-dessous de ce niveau 1 418 m, et au niveau 1 378 m on ne connaît que des passées de grenatites minéralisées en molybdénite, recoupées par sondage.

En résumé, la colonne 6M se trouve dans des grenatites à duparcite au contact du massif nord de roches volcaniques (pl. 6, coupe latitude + 200 m). Elle est couchée dans les replis de ce massif qui, en profondeur, s'avance vers le Sud.

— La **colonne 4M** fait suite, vers le S, à la colonne 6M, dans la même position géologique, au mur de la bande calcaire.

A l'étage 1 378 m, elle est plaquée contre les roches volcaniques qu'elle suit vers le haut (pl. 6, coupe latitude 0). Elle se développe beaucoup au niveau 1 418 m et s'étale très largement à quelques mètres au-dessus de ce niveau, sous un toit de roches volcaniques dû à un repli du mur de la bande calcaire. La minéralisation en molybdénite était exceptionnellement riche sous ce contact surplombant ; elle se trouvait dans des grenatites à duparcite et ne pénétrait pas dans les roches volcaniques. Vers le N, la colonne contourne en s'élevant, le plafond de roches volcaniques et, s'amincissant, elle se ferme au-dessus de l'étage 1 458 m. Mais de minces passées de grenatites à molybdénite viennent la raccorder à la colonne 6M.

En somme la colonne 4M représente un enrichissement local de la minéralisation en molybdénite se poursuivant vers le S depuis la colonne

6M, dans les grenatites à duparcite qui bordent les roches volcaniques du mur de la « bande calcaire principale ».

— La **colonne 2M** a été exploitée entre les étages 1 378 m et 1 418 m (pl. 6, coupe latitude – 100 m). Elle se trouve dans une indentation d'une petite masse de roches volcaniques apparaissant au mur de la bande calcaire. Elle se coïnce un peu au-dessus de l'étage 1 418 m en même temps que disparaissent les roches volcaniques ; elle se raccorde là à la colonne 4M très largement étalée.

— La **colonne 3M** est liée à la même masse de roches volcaniques que la colonne 2M. Ouverte à l'étage 1 378 m, elle n'atteint pas en hauteur l'étage 1 418 m. On note que simultanément les roches volcaniques disparaissent au-dessous de cet étage.

— La **colonne 5M** se développe en bordure du massif sud de roches volcaniques. La surface de sa section, faible au niveau 1 378 m, est considérable au niveau 1 418 m et se maintient jusqu'au niveau 1 488 m.

— La **colonne 7M,** moins importante que la précédente, suit des indentations du massif sud de roches volcaniques entre les étages 1 378 m et 1 418 m. Elle n'est pas tracée au-dessus de ce dernier niveau, mais elle se poursuit sans doute jusqu'au contact du Crétacé de couverture (pl. 6, coupe latitude – 400 m).

— Enfin on notera, qu'à l'*extrémité nord de la mine*, dans la bande de roches à silicates calciques coïncée entre les massifs volcaniques et carbonatés, une minéralisation en molybdénite a été reconnue aux niveaux 1 418 m et 1 488 m. Il est probable qu'on pourrait, là encore, tracer une « colonne de molybdénite ».

Conclusions

A la lumière des travaux d'exploitation de la molybdénite, trois faits apparaissent très nettement dans la répartition de la molybdénite dans la mine d'Azegour :

a) Les concentrations en molybdénite sont localisées en bordure des masses de roches volcaniques ; elles en suivent presque toujours fidèlement les contours.

b) La molybdénite se trouve dans les grenatites à duparcite. On a déjà vu que cette variété de roches à silicates calciques est associée aux roches volcaniques (chap. 7).

c) Le granite ne renferme qu'accidentellement un peu de molybdénite, au contact de calcaires métamorphiques minéralisés.

d) Les minerais de molybdénite ne contiennent que des traces des autres minéraux des minéralisations.

L'étude microscopique des minerais (chap. 11) permettra de préciser ces deux derniers points.

2 — RÉPARTITION DU CUIVRE

L'exploitation de la mine a tracé pour le cuivre, comme pour le molybdène, des « colonnes de minerai exploitable ».

— La **colonne 1C** a été dépilée depuis l'étage 1 458 m jusqu'à l'étage 1 488 m. Elle est située sur le flanc ouest du massif de roches carbonatées qui présente là une indentation. Le minerai est constitué par des pyroxénites chargées de chalcopyrite.

Aux niveaux 1 438 m et 1 418 m, des sondages et des galeries ont recoupé des passages minéralisés en chalcopyrite sur la bordure du massif de roches carbonatées. Il n'y a guère de doute qu'il s'agit là de la continuation en profondeur de la « colonne 1C ».

— La **colonne 2C** arrive à l'affleurement près de l'ancienne centrale de la mine, donnant le seul indice de minéralisation cuprifère connu en surface à Azegour.

Il est à noter que cet indice, constitué par des imprégnations de malachite dans les fissures des roches carbonatées et dans des roches à silicates calciques altérées, ne laissait pas du tout prévoir l'important développement de la minéralisation cuprifère en profondeur ; celui-ci n'a été démontré que grâce aux travaux miniers entrepris pour rechercher la molybdénite.

La « colonne 2C » se trouve, comme la « colonne 1C », dans des pyroxénites plaquées sur le flanc ouest du massif de roches carbonatées. Elle a été exploitée, en profondeur, jusqu'à l'étage 1 378 m et a été récemment tracée jusqu'au niveau 1 338 m. La hauteur minéralisée actuellement reconnue est ainsi d'environ 200 m (pl. 6, coupe latitude 0).

— La **colonne 3C** apparaît, à l'étage 1 418 m, sur le flanc est du massif de roches carbonatées.

Vers le haut, la forme de ce massif se complique du fait d'une importante enclave schisteuse que la colonne cuprifère longe, en particulier à l'étage 1 448 m. La colonne se coince dans les roches carbonatées un peu au-dessus de l'étage 1 488 m (pl. 6, coupe latitude – 100 m). Au-dessous de l'étage 1 418 m, elle vient probablement se raccorder à la colonne 2C en suivant la

bordure du massif de roches carbonatées qui plonge vers le N (pl. 6, coupe latitude 0). Cette zone est actuellement en cours de reconnaissance au niveau 1 388 m, par le puits Manuel.

Le minerai est constitué par des pyroxénites, plus ou moins ouralitisées, imprégnées de chalcopyrite. Au niveau 1 438 m environ, la chalcopyrite était remplacée, dans la partie sud de la colonne, par de la bornite et de la chalcosine.

— La **colonne 6C** a été exploitée sur une trentaine de mètres au-dessus de l'étage 1 448 m. Vers le haut, elle s'arrête brusquement sous un toit de grenatites stériles.

Trois autres « poches » de chalcopyrite, dont l'une a été appelée « *colonne 5C* » ont été dépilées à l'étage 1 448 m. On remarque qu'elles se situent sur la terminaison sud du massif de roches carbonatées, dans une zone brouillée, imprégnée de calcite, où grenatites et pyroxénites sont mêlées. Au-dessous, à l'étage 1 418 m, correspond une large zone de grenatites très chargées en pyrite, avec des enrichissements locaux en chalcopyrite, s'appuyant au N sur les roches carbonatées et se coïnçant vers le S dans des grenatites franches. Cet ensemble constitue un raccord, autour de la pointe S du massif de roches carbonatées, entre les colonnes 2C et 3C ; la fragmentation de la minéralisation en « poches » distinctes provient de l'orientation générale, en traînées N-S, observable dans toute la mine. Une de ces traînées, appartenant sans doute encore au même ensemble, a été exploitée au niveau 1 488 m.

— Dans la galerie au toit de l'étage 1 488 m, on remarque une minéralisation en chalcopyrite dans des pyroxénites longeant une petite masse de roches carbonatées. Il lui correspond sans doute la passée minéralisée en cuivre qui a été traversée par sondage à l'étage 1 448 m.

— La **colonne 4C** est constituée de minerai pyriteux avec très peu de cuivre. Cependant au-dessus du niveau 1 448 m, elle s'enrichit en chalcopyrite et il est remarquable que cet enrichissement se produise au moment où la colonne arrive au contact d'une petite masse de roches carbonatées (pl. 6, coupe latitude – 400 m).

Conclusions

L'examen, rapidement exposé ci-dessus, de la répartition du cuivre dans la mine d'Azegour, fait apparaître quatre faits principaux :

a) Le cuivre ne se trouve pratiquement que sous forme de chalcopyrite ; la bornite et la chalcosine n'ont été rencontrées, en quantités importantes, qu'en un point particulier de la « colonne 3C ».

b) Les concentrations en chalcopyrite sont étroitement localisées sur la bordure du massif de roches carbonatées ; inversement, il ne s'en trouve aucune au contact des roches volcaniques.

c) La chalcopyrite se loge dans des pyroxénites à hédenbergite, plus ou moins ouralitisées et parfois remplacées par de la dolomie ; elle déborde

localement dans les grenatites à andradite voisines et les roches carbonatées, mais ne pénètre jamais franchement dans ces roches.

d) Les minerais de cuivre ne contiennent que des traces de molybdénite, de scheelite ou de blende ; seule, la pyrite s'associe parfois à la chalcopyrite en quantité importante.

Il convient de souligner, étant donné l'importance de ce fait pour la conduite des travaux miniers, la localisation des concentrations cuprifères sur le contact des roches carbonatées. Les pyroxénites forment une sorte de carapace sur les roches carbonatées, à leur contact avec les grenatites. La chalcopyrite se trouve dans cette « carapace » de pyroxénites ; elle la déborde parfois, surtout du côté des grenatites, mais elle ne s'en éloigne jamais beaucoup. Il y a une relation entre l'épaisseur des pyroxénites et l'importance de la minéralisation cuprifère : les amas cuprifères se rencontrent de préférence dans les replis du massif de roches carbonatées, là où les pyroxénites sont le plus développées.

La *pyrite* forme quelques amas importants.

Le massif de roches carbonatées se termine en pointe vers le S. Cette pointe n'est pas simple, mais comporte plusieurs indentations, comme l'ont très nettement révélé les travaux aux niveaux 1 368 m, 1 348 m et 1 338 m ; la minéralisation en chalcopyrite suit fidèlement ce contour en dents de scie. Au-dessus de l'étage 1 418 m, à ces avancées calcaires se mêlent des passées schisteuses ; ainsi s'explique la zone brouillée observée à l'étage 1 448 m.

3 — RÉPARTITION DU FER

La répartition du fer dans les roches à silicates calciques a déjà été examinée (chap. 7), on verra ici successivement celle des sulfures, des oxydes et des arséniures de fer.

a — Répartition des sulfures de fer

La *pyrrhotine* est rare dans la mine d'Azegour. Elle ne se trouve guère qu'en filonnets dans les roches volcaniques ou près de leur contact, au S et au N du gisement.

La *marcasite* est étroitement associée en grains mixtes à la pyrite et paraît provenir de sa transformation partielle. Elle est fréquente, mais jamais abondante.

La *pyrite* forme quelques amas importants.

A l'étage 1 418 m, il existe une large « zone pyriteuse », constituée par des grenatites très chargées en pyrite, situées sur la terminaison sud du massif calcaire. Au-dessus, à l'étage 1 448 m, il lui correspond sans doute les deux passages de grenatites à pyrite recoupées par un travers banc. Au-dessous, on remarque que la « colonne 2C » de chalcopyrite est bordée par des grenatites à pyrite qui ont été reconnues notamment aux étages 1 378 m et 1 338 m.

Ainsi il semble exister une continuité entre la minéralisation en chalcopyrite et celle en pyrite. Mais la pyrite n'apparaît jamais dans les pyroxénites, ni dans les roches carbonatées voisines ; elle ne se trouve que dans les grenatites à andradite. Une disposition identique se retrouve pour les petites concentrations de pyrite accompagnant çà et là les colonnes de chalcopyrite.

Vers l'extrémité sud du gisement, au toit de la bande calcaire, se développe, dans des grenatites, une véritable colonne de pyrite, appelée « *colonne 4C* ». Elle a été reconnue depuis l'étage 1 378 m jusqu'au contact du Crétacé, au-dessus de l'étage 1 448 m (pl. 6, coupe latitude – 400 m) ; à l'étage 1 448 m, elle s'étend sur plus de 100 m le long du toit de la bande calcaire. Les grenatites à pyrite de cette colonne contiennent un peu de chalcopyrite ; mais la teneur en cuivre est très faible, sauf vers le sommet où apparaissent des cipolins avec leur carapace habituelle de pyroxénites.

Conclusions

La pyrite liée à la minéralisation donne, dans les roches à silicates calciques de la mine d'Azegour, des accumulations locales importantes accompagnant et, en quelque sorte, prolongeant les « colonnes » de chalcopyrite. Les roches riches en pyrite sont toujours des grenatites à andradite, contiguës aux pyroxénites qui sont elles-mêmes plaquées contre les masses de calcaires. On observe ainsi la coupe typique suivante : *calcaires stériles – pyroxénites à chalcopyrite – grenatites à pyrite.*

On verra comment se complète cette coupe, en examinant la répartition de la scheelite et de la blende.

b — Répartition des oxydes de fer

La *magnétite* est presque toujours, dans la mine d'Azegour, étroitement associée à l'oligiste, en pseudomorphoses de ce minéral. On résumera ici la répartition de l'oligiste, en signalant les cas où il est typiquement transformé en magnétite. Les cassures minéralisées ne renferment pas d'oligiste mais seulement des oxydes de fer, plus ou moins hydratés.

L'*oligiste* se rencontre en petite quantité dans toutes les roches à silicates calciques riches en fer ; par contre, il est assez exceptionnel dans les minerais de molybdénite constitués en majeure partie par du grossulaire peu ferrifère. C'est le seul minéral métallique des grenatites compactes à andradite, mais il ne s'y trouve jamais en abondance. C'est au voisinage des « colonnes de chalcopyrite » que l'oligiste est le plus fréquent. Il se concentre de préférence à la limite des massifs de roches carbonatées, dans des marbres à pyroxènes ou des pyroxénites, plus ou moins ouralitisées, riches en calcite. On citera comme exemple la bordure de la « colonne 2C » au-dessus et au-dessous de l'étage 1 448 m.

L'oligiste envahit partiellement les « colonnes » de chalcopyrite et les concentrations de pyrite ; il est moins abondant dans les minerais de scheelite. Lorsqu'il se trouve associé à la pyrite et à la chalcopyrite, il est presque toujours profondément pseudomorphosé en magnétite ; cette transformation est, d'une façon générale, moins poussée dans les minerais de scheelite. Enfin l'oligiste des marbres à pyroxènes, comme celui des minerais de molybdénite, est pratiquement exempt de magnétite. Dans quelques petites géodes des roches carbonatées, dans les colonnes de chalcopyrite ou à leur voisinage, on observe des aiguilles de *gœthite* associées à des lamelles d'oligiste.

c — Répartition des arséniures et sulfo-arséniures de fer

Un peu de mispickel se trouve associé à la blende ; la lœllingite est localisée dans les cassures à arséniures de cobalt et de nickel.

4 — RÉPARTITION DU TUNGSTÈNE

La scheelite n'a pas encore été exploitée comme l'ont été la molybdénite et la chalcopyrite, on n'a fait qu'ébaucher le tracé de « colonnes de minerai exploitable » (pl. 5 et 6). Par contre, la lampe de Wood permet de repérer très facilement les moindres traces de scheelite dans les galeries (1) ; malheureusement, la grande majorité des sondages, effectués avant que la scheelite ne soit connue, n'apportent aucune indication sur ce minéral.

A l'étage 1 488 m, on trouve de la scheelite dans la bande de grenatites à andradite qui se suit sur 500 m environ, entre le mur de la « bande calcaire » et le massif de calcaires, puis l'enclave schisteuse. Les zones les plus richement minéralisées en scheelite constituent l'amorce des « colonnes : 1S, 2S et 3S ». Vers le S, les traînées de scheelite deviennent moins denses et se perdent dans des grenatites à andradite stérile. La « colonne 2S » se retrouve aux étages 1 498 m et 1 514 m, la colonne 3S arrive à l'affleurement vers l'entrée de l'étage 1 511 m.

A l'étage 1 448 m, on observe une disposition des grenatites minéralisées en scheelite analogue à celle existant à l'étage 1 488 m. A l'étage 1 418 m, la zone correspondante est beaucoup moins fournie en scheelite et, à l'étage 1 378 m, on ne trouve plus que de faibles traînées minéralisées en scheelite (pl. 6, coupes latitudes 0 et – 100 m).

La bordure est de la « colonne 3C » (chalcopyrite) est riche en scheelite depuis l'étage 1 418 m jusqu'au-dessus de l'étage 1 448 m. Cette traînée se prolonge vers le S et vers le N, tandis que vers le haut elle disparaît, lorsque la minéralisation en chalcopyrite va se coincer dans les roches carbonatées (pl. 6, coupe latitude – 100 m).

La « colonne 4C » (pyrite) est longée par des grenatites à andradite minéralisées en scheelite (pl. 6, coupe latitude – 400 m). A l'étage 1 448 m, il existe une importante zone où pyrite et scheelite se trouvent associées dans les grenatites. La zone pyriteuse de l'étage 1 418 m est aussi riche en scheelite.

A l'extrémité N du gisement, les étages 1 488 et 1 418 m ont trouvé un peu de scheelite dans des grenatites. On remarque là, comme partout ailleurs, que la scheelite est du côté des roches carbonatées, tandis que la molybdénite est au voisinage des roches éruptives.

(1) Mme M. Tournay [1954] a mis au point, sur des grenatites d'Azegour, une méthode de dosage, par spectrographie X, de faibles teneurs en tungstène.

Enfin, on notera, qu'à l'étage 1 378 m, il se trouve, notamment près du puits Max, de petites masses de quartz contenant des cristaux de scheelite. La même observation peut être faite à Tizgui, à l'entrée du niveau 1 378 m.

Conclusions

Les faits principaux qui dominent la répartition de la scheelite dans la mine d'Azegour, sont les suivants :

1 — Les concentrations en scheelite se trouvent au sein des grenatites séparées des roches carbonatées par la carapace de pyroxénites. Elles sont alors souvent voisines des colonnes de chalcopyrite et parfois se confondent avec les concentrations en pyrite. De l'autre côté, les grenatites minéralisées en scheelite arrivent jusqu'en bordure des colonnes de molybdénite ; mais la séparation des minéralisations est d'une façon générale très nette.

On peut alors compléter la coupe typique, esquissée à propos de la pyrite : *calcaires stériles – pyroxénites à chalcopyrite – grenatites à pyrite avec ou sans scheelite – grenatites à scheelite.*

2 — Les roches minéralisées en scheelite sont des grenatites à andradite, sans idocrase. Mais on trouve aussi parfois de la scheelite dans des masses de quartz d'allure filonienne injectant ces roches, et très localement dans des pyroxénites à hédenbergite.

3 — La minéralisation en scheelite paraît s'appauvrir rapidement en profondeur. On doit cependant faire une réserve à ce sujet, du fait que l'étage 1 378 m est beaucoup moins bien connu que les étages au-dessus.

5 — RÉPARTITION DU ZINC ET DU PLOMB

On observe quelques concentrations de blende en bordure des colonnes de chalcopyrite ; par exemple, à l'E de la « colonne 2C » à l'étage 1 514 m et au-dessous de l'étage 1 448 m, au N de la « colonne 3C » à l'étage 1 488 m, etc... La blende se trouve alors dans des pyroxénites *(skarns à blende)* comme la chalcopyrite ou dans des amas de dolomie. Blende et chalcopyrite sont étroitement associées, cependant les deux minéralisations sont nettement séparées ; les minerais mixtes sont rares : lorsque la roche est riche en blende, elle est pauvre en chalcopyrite et inversement. La blende se loge toujours du côté des roches carbonatées par rapport à la minéralisation en chalcopyrite, venant localement compléter la coupe typique donnée ci-dessus, à propos de la scheelite.

Dans ces concentrations de blende, il n'y a pas de galène. Par contre

l'association blende-galène se trouve dans les cassures minéralisées au voisinage et à l'intérieur même des colonnes de chalcopyrite.

Par exemple, dans le dépilage de la « colonne 3C », on pouvait observer des filonnets irréguliers, d'extension très variable (quelques centimètres à plusieurs mètres), à remplissage de blende claire, de galène et de dolomie mêlée de quartz. Leur direction générale étant en gros E-W, ils recoupaient franchement les traînées de chalcopyrite disposées N-S dans les pyroxénites. Aux alentours de cette colonne, particulièrement à l'étage 1 488 m, on retrouve des filonnets semblables, à remplissage surtout dolomitique, minéralisés ou non, traversant toutes les roches (roches carbonatées volcaniques, à silicates calciques, schistes métamorphiques). Ces filonnets rejoignent la « colonne 3C » et se perdent dans la minéralisation cuprifère. Les plus importants d'entre eux sont « le filon à argent » et le « filon à gersdorffite ».

Conclusions

La blende se concentre, dans la mine d'Azegour, de deux façons différentes :

a) Dans des pyroxénites à hédenbergite et dans des roches carbonatées riches en dolomie, situées en bordure des colonnes de chalcopyrite, mais du côté des massifs de calcaires.

b) En compagnie de la galène, et éventuellement de nombreux autres minéraux contenant du fer, du nickel, du cobalt, de l'argent, du bismuth, etc..., dans les cassures minéralisées à remplissage de dolomie mêlée de quartz et de barytine.

6 — RÉPARTITION DE L'URANIUM

Des mesures systématiques de radioactivité ont été effectuées en 1950, par R. Pélerin, V. Ziegler, P. Fabre, C. Bizard, P. Bourrieau et P. Frehring, dans les galeries et les sondages encore accessibles de la mine d'Azegour, et sur les affleurements. D'après leurs mesures, la radioactivité moyenne des roches, comptée en chocs par seconde sur l'appareil AVP du Commissariat à l'Énergie atomique, s'établit ainsi :

Roches éruptives « hercyniennes » :		
granite	25 à 40	chocs/seconde
porphyres quartziques	18 à 35	»
porphyres sans quartz	20 à 25	»
Roches métamorphiques :		
schistes métamorphiques	12 à 24	»
roches volcaniques	7 à 15	»
roches carbonatées	10 à 15	
roches à silicates calciques	15 à 30	»

Les roches éruptives « hercyniennes » ont une radioactivité générale supérieure à celle des roches métamorphiques. Le granite est sensiblement plus radioactif que les filons de porphyres, en particulier les filons de porphyre « sans quartz ». Parmi les roches métamorphiques, les roches à silicates calciques se distinguent nettement des roches volcaniques et des roches carbonatées par leur radioactivité plus élevée. On retrouve ainsi, pour l'uranium, comme pour le molybdène, le tungstène et le cuivre la localisation de la minéralisation dans les roches à silicates calciques, en dehors du granite.

A l'intérieur des masses de roches à silicates calciques, on fait les observations suivantes :

a) Les roches à silicates calciques non ferrifères (diopside, grossulaire pur, wollastonite) ont une radioactivité négligeable.

b) Les grenatites à duparcite sont, en moyenne, nettement plus radioactives que les autres roches à silicates calciques ferrifères. Les dépilages de molybdénite qui sont, comme on l'a vu, localisés dans les grenatites à duparcite, présentent une radioactivité générale supérieure à celle des colonnes de chalcopyrite et de scheelite.

Les pointes de radioactivité sont très nombreuses, mais jamais très fortes ; aucun minéral d'uranium n'est visible à l'œil nu, ni même en sections polies (sauf deux exceptions) (*Cf.* chap. 11). L'uranium est dispersé ; en outre il paraît lié plus à la duparcite qu'à la molybdénite. En effet, les zones où la duparcite est très abondante, ont toutes une radioactivité supérieure à la moyenne même si elles sont pratiquement stériles en molybdénite.

c) L'uranium se concentre, sous forme de pechblende, dans des cassures des roches à silicates calciques ferrifères (« coupes de fer »). La pechblende a été reconnue dans une vingtaine de ces cassures. Quelques exemples permettront de mettre en lumière certains faits remarquables.

1 — A l'étage 1 488 m, la pechblende a été exploitée dans une recoupe dite « *magasin Cara* » (+ 185 m-+ 180 m). On trouve là dans des roches à silicates calciques, une cassure très ferrugineuse de direction NNE (fig. 7).

Cette cassure se poursuit vers le S, puisqu'une recoupe l'a retrouvée à 50 m de là, tandis que vers le N, elle bute sur le massif de calcaires, se ramifie et disparaît sans pénétrer dans le massif. La radioactivité était très forte sur une dizaine de mètres le long de la cassure. La coupe du puits de défonçage a été soigneusement notée par I. Poniecki (fig. 7). La pechblende se présente en nodules isolés et en filonnets discontinus, atteignant 4 cm d'épaisseur, se succédant, le plus souvent sans se relier. Ils apparaissent aussi bien dans des grenatites et des pyroxénites que dans le remplissage dolomitique de la cassure ferrugineuse ; certains recoupent franchement la minéralisation en chalcopyrite imprégnant des pyroxénites.

Ainsi, la minéralisation uranifère n'est pas strictement liée à la cassure, mais elle constitue à son voisinage une zone lenticulaire, dont l'axe plonge à 70° environ vers l'ESE, longeant la « colonne 1C » de chalcopy-

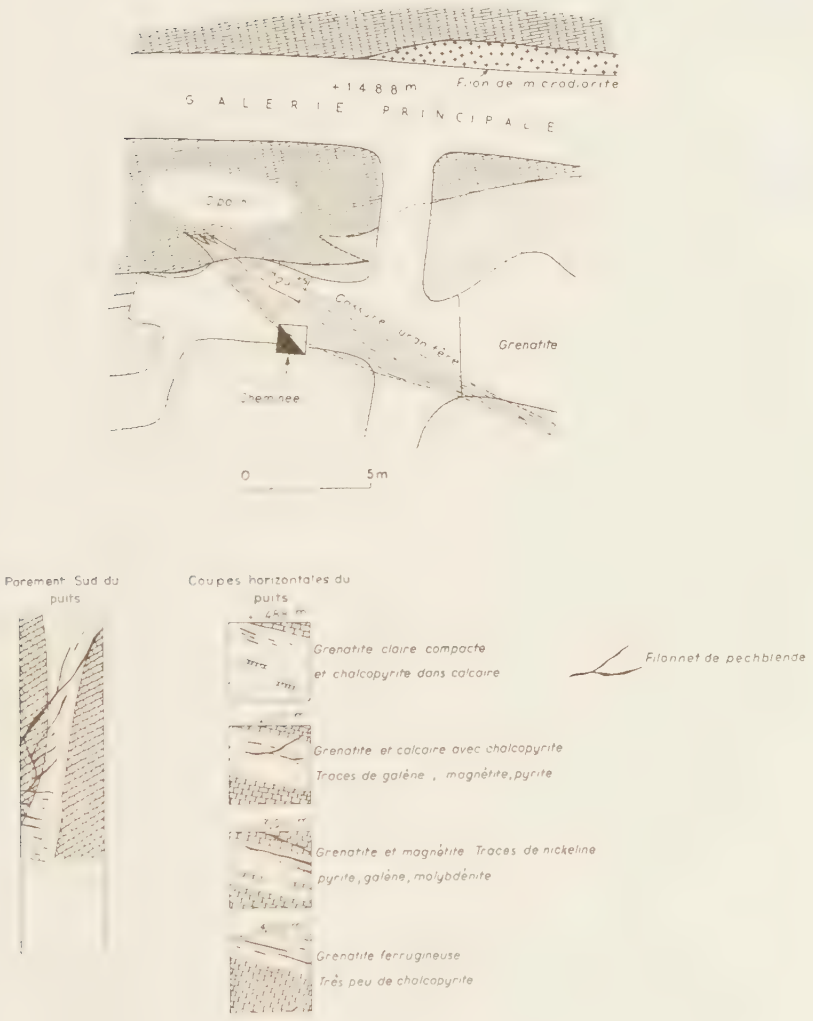


FIG. 7. — Cassure uranifère du « magasin Cara » (étage 1 488 m), d'après I. PONIECKI. Les coupes du puits montrent la disposition des filonnets de pechblende. La cassure se poursuit dans les grenatites mais ne pénètre pas dans les calcaires.

rite. Cette zone a été retrouvée au niveau 1 478 m, toujours sur la bordure W de la « colonne 1C », et peut-être faut-il lui rattacher la pechblende qui, à l'étage 1 458 m, apparaît encore sur le parement W de la même colonne. A la pechblende sont associées de la pyrite, de la blende très riche en fines inclusions de chalcopyrite et un peu de galène. De la dolomie mêlée de quartz et parfois de barytine forme souvent la gangue du minerai.

On remarquera encore qu'à l'étage 1 473 m, une cassure ferrugineuse, paraissant correspondre à celle du « magasin Cara » dont il vient d'être question, renferme une lentille minéralisée en pechblende. Mais cette lentille ne se raccorde pas à celle du « magasin Cara » située 50 m environ plus au S.

2 — A l'étage 1 418 m, la cheminée d'accès au dépilage de la « colonne 7M » (molybdénite) (+ 60 m-– 380 m), a suivi une mince cassure dirigée ENE à remplissage de dolomie qui, vers l'W, s'en va pénétrer dans le granite. Sur 2 m environ, la cassure renferme un filonnet de pechblende atteignant par endroits 15 mm d'épaisseur : ailleurs, elle ne présente aucune radioactivité. On notera que dans cette zone sud de la mine, on ne connaît pas de concentration de chalcopyrite, ni de scheelite.

3 — A l'étage 1 488 m, le « filon à argent » contient un peu de pechblende étroitement associée à des arséniures de nickel et de cobalt.

4 — Dans la galerie au toit de l'étage 1 488 m, à 80 m environ au S du « filon à argent », un filonnet de dolomie apparaît dans des grenatites faiblement pyriteuses. Ce filonnet dont l'épaisseur n'excède pas 1 cm et l'extension 1 m, renferme, sur quelques centimètres, un filet de pechblende de moins de 1 mm d'épaisseur, associé à de la chalcopyrite et un peu de galène.

Avant de conclure on rappellera que les cassures uranifères du granite contiennent de la dolomie, de la pyrite, de la galène, de la chalcopyrite et des traces d'arséniures de cobalt, associées à la pechblende.

Conclusions

L'uranium présente, dans la mine d'Azegour, deux modes de gisements différents :

1 — *A l'état dispersé* dans les grenatites à duparcite, il est associé à la minéralisation en molybdénite, mais paraît plus spécialement lié à la duparcite.

2 — *Concentré sous forme de pechblende*, en association avec de la blende, de la chalcopyrite, de la galène et, parfois, des arséniures de cobalt et de nickel, du bismuth natif, etc..., l'uranium se trouve dans des zones lenticulaires plus ou moins étroitement liées à des cassures à remplissage

dolomitique souvent ferrugineux avec quartz, barytine et calcite. Autant que l'on puisse en juger actuellement, alors que les travaux de recherche de l'uranium ne sont qu'amorcés, il semble qu'au voisinage des « colonnes de chalcopyrite », les lentilles uranifères débordent largement des cassures dans les roches à silicates calciques, tandis qu'ailleurs elles sont strictement confinées dans le remplissage de cassures, mêmes infimes.

La pechblende occupe ainsi dans le gisement une place analogue à celle de la blende, allant des concentrations de chalcopyrite dans les pyroxénites aux minéralisations d'allure filonienne où domine la galène dans une gangue principalement dolomitique. En outre l'uranium relie la molybdénite aux autres minéralisations.

7 RÉPARTITION DU COBALT, DU NICKEL ET DE L'ARSENIC

Le cobalt se trouve à l'état dispersé dans le minerai de cuivre. De nombreuses sections polies d'échantillons, prélevés en des points les plus divers des « colonnes de chalcopyrite », montrent çà et là quelques petites inclusions de linnaeite dans la chalcopyrite ; mais aucune concentration de minéraux cobaltifères n'a été observée. Des spectres d'arc effectués sur des concentrés de chalcopyrite laissent à penser que la présence d'un peu de cobalt associé au cuivre est constante. On peut semble-t-il, en dire autant de l'arsenic. Par contre la teneur en nickel des minerais de cuivre paraît être beaucoup plus faible que leur teneur en cobalt : 0,03 % Ni contre 0,12 % Co dans des concentrés de chalcopyrite à 28-29 % Cu (tableau XVIII, anal. 2 et 3).

Dans les cassures minéralisées du gisement, on observe un phénomène inverse, le nickel est beaucoup plus abondant que le cobalt. L'un et l'autre s'y trouvent, en compagnie du fer, sous forme d'arséniures divers et plus rarement de sulfo-arséniures.

On peut citer comme exemples plusieurs cassures à mince remplissage de dolomie blanche qui traversent les galeries au toit et au mur de l'étage 1 418 m entre les latitudes – 400 m et – 500 m ; la présence du nickel se signale dans ces vieilles galeries par des taches vertes d'annabergite, se développant sur de petits nodules d'arséniures de nickel ; il n'y a pratiquement pas de cobalt.

A l'étage 1 488 m, on doit citer les filons « à argent » et « à gersdorffite ». L'analyse 6 du tableau 18 donne partiellement la composition d'un concentré de flottation obtenu à partir du minerai du « filon à argent » : on remarque la teneur plus forte en nickel (0,3 %) qu'en cobalt (traces) pour 0,21 % As.

En résumé, l'arsenic est lié au cobalt et au nickel, et parfois au fer, sous forme d'arséniures et plus rarement de sulfo-arséniures divers. Le cobalt

TABLEAU XVIII

Analyses de minerais et de concentrés de la mine d'Azegour

	1	2	3	4	5	6
MoO_3	— %	— %	— %	0,42 %	0,31 %	— %
WO_3	—	—	—	58,65	61,50	—
Cu	2,71	28,05	29,39	—	traces	1,6
Zn	traces	2,90	1,76	—	traces	—
Pb	0,03	0,32	0,27	—	néant	58,2
Ni	—	0,03	0,03	—	—	0,3
Co	—	0,12	0,11	—	—	traces
P	néant	néant	néant	—	traces	—
As	0,05	0,06	0,07	0,05	0,045	0,21
Sb	traces	traces	traces	—	—	0,15
Bi	—	0,004	0,003	—	traces	0,90
Sn	traces	traces	traces	0,05	0,14	—
S	4,32	32,25	33,02	2,25	—	20,45
Se	—	0,004	0,005	—	—	—
Te	—	néant	néant	—	—	—
Fe	20,02	27,64	28,68	7,90	6,45	9,2
Mn	1,81	0,12	0,12	0,58	0,12	—
MgO	3,36	0,85	0,74	0,50	3,65	—
CaO	18,32	1,88	1,69	20,20	19	—
Al_2O_3	2,72	0,32	0,22	0,60	0,30	—
SiO_2	26,26	2,40	2,39	4,10	3	—
TiO_2	—	0,01	0,01	—	néant	
Cl	—	0,06	0,05	—	—	—
Au	traces	traces	traces	—	—	néant
Ag	25 g/t	100 g/t	100 g/t	—	—	3 856 g/t

1 — Minerai tout venant de chalcopyrite. Analyse *Labor. Dubois*, Paris, 1948.

2 et 3 — Concentrés de flottation de chalcopyrite. Échantillons représentant respectivement des lots de 120 t et 33 t. Analyses *Labor. Daniel G. Griffith et C°*, Londres, juillet et août 1948.

4 — Concentré gravimétrique de scheelite : Lot de 10 t. Analyse *Labor. de l'Ecole nat. sup. d'électrochimie et d'électrométallurgie*, Grenoble, septembre 1951.

5 — Concentré gravimétrique de scheelite. Lot de 5 t. Analyse *Labor. d'Analyses métallurgiques et industrielles*, Paris, juin 1951.

6 — Concentré de flottation du minerai du « filon à argent ». Analyse *Labor. Div. Mines Géol.*, Rabat, mai 1954.

est étroitement associé à la chalcopyrite, tandis que le nickel va se concentrer avec un peu de cobalt dans des cassures à remplissage dolomitique. Les arséniures de fer se trouvent aussi dans des cassures, mais, en outre, ils accompagnent la blende dans les amas dolomitiques. Le cobalt, le nickel et l'arsenic mettent ainsi en évidence une continuité entre la minéralisation cuprifère dans les pyroxénites et la minéralisation filonienne où domine le plomb.

8 – RÉPARTITION DE L'ARGENT ET DE L'ANTIMOINE

Il n'a été rencontré, dans la mine d'Azegour, qu'une seule concentration de minéraux d'argent. Elle se présentait sous forme d'un amas lenticulaire dans le « filon à argent », au droit de la galerie au toit de l'étage 1 488 m. En dehors de cet amas, on trouve localement dans ce filon un peu de sulfo-antimoniures d'argent associés à la galène. Le cuivre gris argentifère existe également en inclusions dans la galène, mais en très faible quantité. Au total, le concentré de sulfures obtenu à partir du minerai du « filon à argent » n'est pas plus riche en argent (3 856 g/t) (tableau XVIII, anal. 6) que les concentrés de la mine de l'Erdouz par exemple. Cette tendance de l'argent à s'isoler de la galène dans la mine d'Azegour est à souligner, car, à l'extérieur de l'auréole de métamorphisme de contact du granite, l'argent est au contraire « dispersé » dans la galène.

On ne dispose malheureusement que de très peu d'analyses d'argent dans les minerais et concentrés de la mine. La teneur en argent des concentrés de chalcopyrite, à 25-30 % de cuivre métal, paraît être de l'ordre de 100 g/t, celle des concentrés de molybdénite et de scheelite est sans doute plus faible encore.

L'*antimoine* est, semble-t-il, systématiquement lié à l'argent sous forme de sulfo-antimoniures. Les quelques analyses assez complètes de minerais et concentrés de molybdénite, de scheelite et de chalcopyrite qui ont été faites, n'indiquent que des traces d'antimoine. Les seuls minéraux d'antimoine reconnus dans la mine d'Azegour sont les sulfo-antimoniures du « filon à argent ».

En résumé, les concentrations en molybdénite, en scheelite et en chalcopyrite dans les roches à silicates calciques sont pauvres en argent et en antimoine. Ces deux éléments ne se rencontrent pratiquement que dans les remplissages dolomitiques de cassures.

9 — RÉPARTITION DU BISMUTH

Le bismuth natif se trouve dans les cassures à remplissage dolomitique, associé aux arséniures de nickel. On citera comme exemple : le « filon

à argent » et le « filon à gersdorffite » de l'étage 1 488 m, et le « filonnet à bismuth natif » de l'étage 1 418 m. En outre deux analyses de concentrés de chalcopyrite (tableau XVIII, anal. 2 et 3) ont donné 40 et 30 g/t de bismuth.

10 - RÉPARTITION DE L'OR, DE L'ÉTAIN ET DU SÉLÉNIUM

Aucun minéral d'or, d'étain ou de sélénium n'a encore été reconnu à Azegour. L'analyse d'un concentré de chalcopyrite, provenant en majeure partie de la colonne 3C, a donné 10 g/t d'or ; mais d'autres concentrés n'ont révélé que des traces. Des analyses effectuées sur des minerais d'uranium et sur des concentrés de pyrite provenant des zones de grenatites à pyrite n'ont aussi donné que des traces d'or. Les concentrés de scheelite obtenus jusqu'ici sont également très pauvres en or. On notera encore que deux analyses de la pyrite de la « mine de Tnirt » ont donné 5 g/t et 0 g/t d'or, et que le mispickel de Tiguelilt n'en contient que 1,5 g/t environ.

Des analyses (tableau XVIII, anal. 1-2-3) et des spectres d'arc ont révélé des traces d'étain dans les minerais et des concentrés de chalcopyrite. Les concentrés de scheelite paraissent contenir un peu d'étain : 0,05 et 0,14 % d'après les analyses 4 et 5 du tableau XVIII.

Le sélénium n'a été signalé en très faible quantité (0,004 et 0,005 %), que par deux analyses de concentrés de chalcopyrite.

CONCLUSIONS SUR LA RÉPARTITION DES MINÉRALISATIONS DANS LA MINE D'AZEGOUR

On distingue dans la mine d'Azegour deux types de minéralisations :

— d'une part des *imprégnations dans des roches à silicates calciques* : grenatites et pyroxénites. Les minéraux de la minéralisation apparaissent comme des constituants des roches au même titre que les silicates. D'ailleurs ces silicates sont souvent très riches en fer (andradite, hédenbergite, duparcite) comme la minéralisation elle-même (pyrite, chalcopyrite, oligiste, magnétite). Le fer constitue en quelque sorte un trait d'union entre les silicates de métamorphisme et la minéralisation. On notera que parmi les roches métamorphiques, seules sont minéralisées les roches à silicates calciques ; les roches volcaniques, les calcaires et les schistes sont stériles.

— d'autre part, une *minéralisation de type filonien*, concentrée dans des cassures, beaucoup moins importante que la précédente du point de vue minier, mais très intéressante du point de vue métallogénique par sa complexité et ses rapports avec la minéralisation d'imprégnation.

On peut en effet suivre la répartition des divers éléments entre les deux types de minéralisation et saisir ainsi quelques lignes directrices de l'évolution du gisement au cours de sa formation.

— La *molybdénite* et la *scheelite* ne se trouvent pratiquement qu'en imprégnations dans les roches à silicates calciques.

— Par contre, la *chalcopyrite*, la *blende*, la *pyrite* et, à un moindre degré, la *pechblende*, se rencontrent dans les deux types de minéralisation qu'ils relient entre eux d'une façon évidente. La *dolomie* montre la même continuité puisque, d'une part, elle s'amasse en bordure des colonnes de chalcopyrite et, d'autre part, va constituer la gangue des cassures minéralisées avec ses compagnons habituels : quartz et barytine.

— La *galène*, à l'opposé de la molybdénite et de la scheelite, ne se trouve pratiquement que dans les cassures minéralisées.

— Parmi les *éléments accessoires*, le cobalt se trouve aussi bien dispersé dans la chalcopyrite en imprégnation dans les pyroxénites que dans les cassures minéralisées, tandis que l'argent, le nickel et le bismuth ont une très nette tendance à s'accumuler dans ces cassures.

La structure du gisement montre que la minéralisation de type filonien dépend étroitement de la minéralisation en imprégnation dans les roches à silicates calciques. Celle-ci se présente toujours, dans une section horizontale du gisement, en traînées N-S, parallèles à la direction des plissements « hercyniens » ; sa continuité dans le sens vertical est bonne. L'exploitation minière a pu ainsi tracer des « colonnes de minerai exploitable » pour la molybdénite, la chalcopyrite et la scheelite. Les cassures minéralisées apparaissent comme des satellites des colonnes de chalcopyrite. Bien souvent, on peut observer qu'elles se ramifient et disparaissent dans la masse du minerai de cuivre ; leur remplissage dolomitique est en continuité avec les imprégnations dolomitiques des pyroxénites.

Ainsi la structure du gisement concorde avec la répartition des éléments pour suggérer une évolution de la minéralisation du type « imprégnation » vers le type filonien.

On peut encore mettre en évidence une continuité entre les diverses minéralisations des roches à silicates calciques.

La molybdénite, la scheelite et la chalcopyrite se concentrent séparément, d'une façon très nette. Le minerai qui renferme l'un de ces minéraux est très pauvre en les deux autres. De plus chacun d'eux est, d'une façon générale, étroitement localisé dans un type bien défini de roche à silicates calciques :

— la molybdénite dans les grenatites à grossulaire et duparcite ;

— la scheelite dans des grenatites grenues à andradite ;

— la chalcopyrite dans des pyroxénites à hédenbergite plus ou moins ouralitisées et imprégnées de dolomie.

TABLEAU XIX

Zonalité des roches à silicates calciques et de la minéralisation

Zone centrale à andradite noire compacte : stérile			
Grenatites grenues à andradite	Scheelite Pyrite (chalcopyrite)	Grenatites à grossulaire et duparcite.	Molybdénite (uranium)
Pyroxénites à hédenbergite	Chalcopyrite (blende)	Pyroxénites à diopside	Stériles
Amas de dolomie	(Chalcopyrite) Blende		
Calcaires recristallisés.	Stériles	Roches volcaniques	Stériles
Minéralisation de type filonien : gangue dolomitique, minéralisation complexe à galène dominante			

On doit alors coordonner ces données avec les deux séries de roches à silicates calciques établies au chapitre 7, en les complétant par deux remarques :

— L'uranium existe d'une part sous forme dispersée dans les minerais de molybdénite et dans les idocrasites ferrifères, d'autre part en concentrations de pechblende dans certaines cassures minéralisées. Il relie ainsi la minéralisation en molybdénite aux autres minéralisations.

— La pyrite occupe une position intermédiaire entre la scheelite et la chalcopyrite. Les zones pyriteuses recouvrent partiellement d'un côté les concentrations de chalcopyrite, de l'autre les concentrations de scheelite.

La zonalité observée dans la mine d'Azegour pour les roches à silicates calciques est précisée par la zonalité de la minéralisation, en deux séries allant d'une zone centrale à andradite noire compacte, à peu près stérile, d'une part vers les roches volcaniques, d'autre part vers les calcaires simplement recristallisés. Le tableau XIX montre les deux zonalités qui se superposent, donnant ainsi une image schématique de l'évolution d'ensemble du métamorphisme avec apport dans les calcaires et de la minéralisation qui lui est liée. L'étude des divers minerais permettra de préciser les caractères de cette évolution.

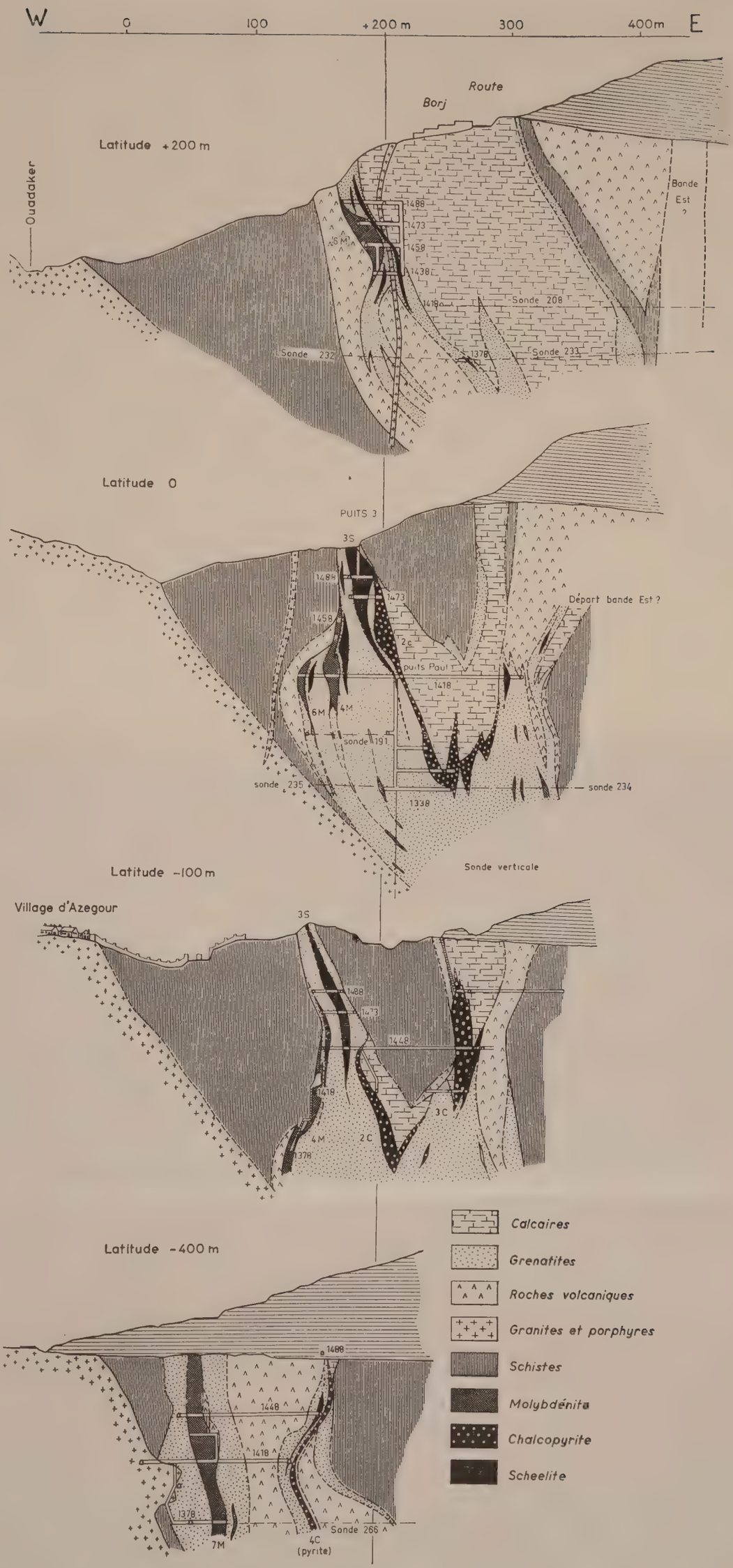


PLANCHE 6. — Coupes transversales du gisement d'Azegour, sériées du N au S, d'après P. BOURG.

Chapitre 11

ÉTUDE DES MINERAIS

Dans ce chapitre sont résumées les observations faites sur les sections polies et les plaques minces de minerais de la région d'Azegour. On examinera d'abord les minéralisations dispersées dans les roches, c'est-à-dire les minerais de molybdénite, de scheelite, de chalcopyrite, de pyrite et accessoirement de pyrrhotine et de blende, puis les minéralisations de type filonien.

1 — LES MINERAIS DE MOLYBDÉNITE

On peut distinguer, d'après la répartition de la molybdénite dans la roche, et la nature de cette roche, différents types de minerais de molybdénite :

Types principaux — A ces types appartiennent les minerais qui ont été exploités :

1er *type* — Molybdénite régulièrement dispersée dans les grenatites, en lamelles tantôt grosses, tantôt fines.

2e *type* — Molybdénite concentrée dans les fissures des grenatites.

Types accessoires — Ces minerais sont généralement très pauvres en molybdénite ; ils ne présentent pas d'intérêt industriel.

3e *type* — Molybdénite dans des idocrasites.

4e *type* — Molybdénite dans des grenatites à nodules de grossulaire, duparcite et orthose.

5e *type* — Molybdénite dans le granite et dans des filonnets de quartz.

6e *type* — Molybdénite dans des roches à carbonates dominants.

1er *type* — Grenatites à molybdénite dispersée

La molybdénite est distribuée régulièrement dans la masse de la roche ; elle se présente comme un constituant de la roche elle-même, entrant en proportion plus ou moins forte dans la constitution minéralogique.

La roche est une grenatite à duparcite. Le grenat, constituant de beaucoup le plus abondant, est du grossulaire à teneur en fer faible.

Il présente des secteurs biréfringents. Sa couleur est normalement brune, parfois verdâtre, mais la roche paraît souvent verte dans son ensemble à cause d'une altération en chlorite. De petits grains de diopside accompagnent le grenat. Le quartz est peu abondant, il forme quelques petits nodules. La calcite est aussi peu abondante ; il n'y a pas de dolomie.

Un caractère remarquable de la structure est que les grenats ont une tendance très nette à prendre leurs formes propres ; on observe souvent des faces cristallines de grenat sur les échantillons. La roche a une structure grenue automorphe.

La grosseur des grains de grenat est variable, mais elle ne dépasse guère 1 cm et ne descend pas au-dessous de 1 mm. La molybdénite est en lamelles hexagonales groupées en rosettes. La grosseur des paillettes est très variable allant de l'ordre du cm à celui du mm. Il n'y a pas de relation bien nette entre la grosseur des grains de grenats et celle des paillettes de molybdénite. La molybdénite en grosses rosettes se trouve dans des grenatites grossières, mais la molybdénite fine se rencontre aussi bien dans des grenatites à gros grain que dans des grenatites à grain fin. D'ailleurs on observe tous les intermédiaires entre les types extrêmes.

Lorsque le grenat de la roche présente une faible teneur en fer, c'est-à-dire est un grossulaire contenant un peu de molécule andradite, la molybdénite est symptomatiquement en fines paillettes. La richesse en molybdénite diminue au fur et à mesure qu'augmente la teneur en fer ; simultanément le grenat prend une teinte brun verdâtre, puis verdâtre. Les grenatites à andradite ne contiennent pratiquement pas de molybdénite.

On observe encore que, lorsque la proportion de duparcite est forte, la teneur en molybdénite est faible et les paillettes de molybdénite sont fines. On verra plus loin le type extrême constitué par les roches à duparcite minéralisées en molybdénite. Les petits nodules de quartz de la grenatite ne contiennent pas de molybdénite.

La molybdénite est pratiquement le seul minéral métallique du minerai à grosses paillettes régulièrement dispersées dans les grenatites à grossulaire.

La pyrite, la chalcopyrite et l'oligiste ne se rencontrent qu'accidentellement, en très petite quantité. On remarque en outre que ces minéraux sont presque toujours séparés de la molybdénite ; il est très rare que l'on puisse observer en sections polies, leurs relations avec la molybdénite. Dans ces conditions les conclusions qui pourraient être tirées des relations mutuelles sur l'ordre de dépôt, n'auraient aucune signification pour l'ensemble du gisement.

Il existe des minerais contenant à la fois de la molybdénite fine et de la scheelite. Ce sont des termes de passage aux grenatites à scheelite, que l'on étudiera plus loin. La fluorine est rare ; on en rencontre parfois un grain isolé dans la masse des grenatites.

Relations entre les grenats et la molybdénite. — Les paillettes de molybdénite s'insinuent entre les grains de grenat et pénètrent dans leurs fissures. Elles ne sont accompagnées d'aucune gangue. Elles paraissent indépendantes, aussi bien des quelques nodules de calcite et de quartz qui parsèment la grenatite, que du lacis d'altération chloriteuse qui pénètre en tous sens les grenats. D'ailleurs la molybdénite se trouve aussi bien dans des grenatites franches que dans des grenatites altérées ; l'altération apparaît ainsi comme postérieure au dépôt de la molybdénite.

Fréquemment les lamelles de molybdénite sont courbées et suivent assez fidèlement le contour des grains de grenat. On observe parfois (pl. 23, photo 1) des lamelles courbées entourées par des lamelles planes. Il est alors indubitable que ces lamelles ont été ployées avant le dépôt des autres, et non sous l'action de petits mouvements internes postérieurs à la minéralisation. En outre, dans beaucoup de cas, il est bien difficile d'expliquer la courbure des lamelles autrement que par la poussée des grenats en voie de croissance. D'une façon générale, la molybdénite ne se trouve pas dans les fissures pourtant nombreuses des cristaux de grenat mais autour de ces cristaux. Il arrive, rarement cependant, que la molybdénite est englobée par du grenat. Dans ces cas, les paillettes de molybdénite restent indépendantes de la fissuration du cristal et de son orientation cristallographique (pl. 23, photo 2).

L'ensemble des observations conduit à la conclusion que, dans ce type de minerai, la minéralisation en molybdénite est contemporaine de la formation des grenats. D'une façon plus précise, le dépôt de la molybdénite a commencé au cours du développement des grenats et a atteint son maximum alors que s'achevait ce développement. Ceci implique que le molybdène n'a pas été apporté dans des grenatites déjà constituées, à la fin du métamorphisme, mais au cours du métamorphisme et peut-être même dès son début.

2e *type* — Grenatites à molybdénite concentrée dans les fissures

Dans ce type de minerai, la molybdénite se présente soit en fines paillettes, soit en grandes lamelles, comme dans le type précédent, mais elle est concentrée dans des fissures de la roche. Ces fissures minéralisées sont très irrégulières et discontinues ; elles sillonnent la roche en s'anastomosant. Cependant, les plus importantes et les plus continues appartiennent symptomatiquement au système de fissures verticales N-S qui affecte l'ensemble des roches de la roche d'Azegour.

Les roches qui renferment les fissures minéralisées en molybdénite sont des grenatites massives à grossulaire et idocrase. Les grains de grenat ne sont pas nettement individualisés, comme dans le minerai à molybdénite dispersée, ils sont soudés en une masse compacte. La surface de cassure est irrégulière et ne fait pas apparaître des faces cristallines de grenat, mais seulement des baguettes de duparcite, souvent groupées en éventails. Le diopside peut former de minces lits alternant avec des lits de grenat.

Comme dans le premier type, la molybdénite est pratiquement le seul minéral métallique du minerai, et elle n'est accompagnée d'aucune gangue.

Minerais à texture intermédiaire entre les deux types principaux

Tous les termes intermédiaires existent entre le type de minerai à molybdénite régulièrement répartie (1er type) et le type à molybdénite concentrée dans les fissures (2e type).

On constate fréquemment, dans les grenatites imprégnées de molybdénite, des enrichissements en molybdénite, le long de fissures irrégulières. Ce phénomène se produit aussi bien à l'échelle macroscopique qu'à l'échelle microscopique. Dans la mine, on observe des cassures remplies de molybdénite avec de petites accumulations en « boules ». Sur les échantillons de minerai, certaines surfaces sont littéralement tapissées de molybdénite. En sections polies et en plaques minces enfin, on observe assez souvent, une tendance des paillettes de molybdénite à s'aligner, à se disposer en veinules qui contournent des nodules de grenatites compacte (pl. 23, photo 3). La généralisation de ce phénomène conduit insensiblement au deuxième type de minerai.

Inversement, lorsque le nombre et l'importance des fissures irrégulières et désordonnées augmentent par rapport à ceux des fissures orientées, le deuxième type tend à se confondre avec le premier.

Au total, la forme du dépôt de molybdénite paraît dépendre au premier chef de la structure de la roche et non d'une fissuration postérieure à sa formation. La molybdénite s'est, dans tous les cas, déposée principalement dans les interstices restant à la fin du développement des grenats : lorsque ceux-ci se sont individualisés en cristaux, la molybdénite est dispersée régulièrement dans la roche, lorsque les grenats se sont agglomérés en nodules compacts la molybdénite s'est concentrée sur leur pourtour et une section du minerai présente des filonnets anastomosés. Enfin lorsque la grenatite devient tout à fait compacte, le dépôt de la molybdénite est localisé dans quelques fissures. Ainsi on peut imaginer que la minéralisation en molybdénite n'est pas arrivée dans la roche déjà formée, mais au contraire que, présente dans la roche lors du développement des grenats, elle s'est concentrée dans les interstices et les fissures restés ouverts par suite de la diminution de volume.

3e *type* — Molybdénite dans les idocrasites

Les idocrasites formées de gerbes ou de faisceaux de minces baguettes de duparcite, contiennent presque toujours de la molybdénite en fines paillettes. Ce minerai est généralement très pauvre.

Les paillettes de molybdénite s'insinuent entre les cristaux de duparcite et dans leurs fissures (pl. 23, photo 4). Elles se disposent parfois en veinules irrégulières. Elles sont souvent étroitement associées à de l'épidote qui ronge la duparcite, en l'envahissant de filonnets diffus. Par contre, on n'observe pas de rapport entre la molybdénite et la fluorine, bien que celle-ci soit relativement fréquente. Comme dans les grenatites, la molybdénite est ici encore pratiquement le seul minéral métallique présent.

En somme, la molybdénite présente les mêmes relations avec la duparcite qu'avec les grenats. On a vu (chap. 7) qu'il y avait passage continu des grenatites à grossulaire et duparcite aux idocrasites à duparcite ; toutes ces roches sont, presque toujours, minéralisées en molybdénite, mais celles dans lesquelles la duparcite est très abondante ne constituent jamais des minerais riches en molybdénite. En outre, la molybdénite y prend typiquement la forme dispersée en fines paillettes. Ceci s'explique dans l'hypothèse exposée au paragraphe précédent d'une minéralisation contemporaine du métamorphisme, en admettant, comme il a été indiqué au chap. 6, que la duparcite s'est formée avant le grenat.

4e *type* — Molybdénite dans des grenatites à nodules

Dans la variété de grenatites avec nodules à gros cristaux de duparcite, de feldspaths alcalins et de calcite (*Cf.* chap. 6) la molybdénite est concentrée dans les nodules. Elle y forme des rosettes de 1 cm en moyenne de diamètre. Elle garde ses formes propres quand elle est en contact avec du feldspath ou de la calcite. Par contre elle moule les cristaux de duparcite et de grenat. Ici un peu de pyrite et de fluorine bleue accompagne la molybdénite.

Ce type de minerai met bien en évidence la cristallisation de la molybdénite à partir du matériel résiduel de la formation des grenatites. On ne peut en effet évoquer ici un apport extérieur nettement postérieur à cette formation et on est amené une fois de plus à conclure que le molybdène se trouvait déjà dans les grenatites au cours de leur développement.

5e *type* — Molybdénite dans le granite et les filonnets de quartz

Au contact des grenatites à molybdénite, il arrive que le granite lui-même contienne un peu de molybdénite. Celle-ci se présente parfois en mouches peu nombreuses disséminées dans la masse du granite normal, accompagnées de très petits nodules de séricite jaunâtre, mais, le plus souvent, le granite a subi des modifications.

a) La molybdénite se trouve dans des traînées de syénite zébrant le granite normal.

Ces traînées sont limitées par une bande de 1 à 3 cm de largeur, très riche en quartz. La syénite est vacuolaire, et dans les vacuoles on observe, outre des paillettes de molybdénite, de petits (1 à 3 mm) nodules jaunâtres de séricite, des cristaux prismatiques de quartz, quelques rhomboèdres de dolomie et des traces de scheelite. Les paillettes de molybdénite forment quelquefois des alignements parallèles aux bandes quartzeuses, tandis que celles-ci sont stériles.

b) La molybdénite est concentrée dans des filonnets de quartz recoupant le granite.

Elle est alors normalement associée à de la pyrite ; occasionnellement s'y ajoutent des traces de galène, de blende et de chalcopyrite. A ce type, se rattachent probablement les filons de quartz à mouches de molybdénite, encaissés dans le granite près d'Anefrioune (*Cf.* chap. 9).

c) Il existe parfois (par exemple à l'étage 1 378 m) une « zone de passage » des grenatites au granite franc. Le caractère le plus frappant de cette zone est une chloritisation des roches. Le granite et les traînées de syénite prennent une teinte générale verdâtre.

En plaques minces, on observe de petites rosettes de chlorite irrégulièrement groupées en taches, et, dans un stade de chloritisation plus poussée, les feldspaths et le quartz sont envahis par des filets anastomosés de chlorite mêlée de dolomie. Les feldspaths sont tantôt faiblement, tantôt fortement séricitisés, sans qu'il y ait de relation entre l'intensité de la séricitisation et l'abondance de chlorite. Il semble, par contre, que la séricite ne se développe pas lorsque des carbonates accompagnent la chlorite. La séricite se rassemble parfois en petits amas finement lamellaires, et même en nodules dans les vacuoles de la roche. Les veinules de quartz sont elles-mêmes plus ou moins chargées de chlorite.

Toutes ces roches chloritisées contiennent de la pyrite dispersée, souvent étroitement associée à de la chlorite, et quelques mouches de molybdénite, réparties de la même façon que dans le granite et la syénite non chloritisée.

En somme, la molybdénite dans le granite paraît provenir non de la masse du granite mais des calcaires à leur contact. Elle se trouve dans la zone d'interaction entre ces deux roches, qui est marquée par une syénitisation du granite et une mobilité particulière du quartz. Ces phénomènes ont déjà été signalés (chap. 1) au contact d'une enclave de grenatite stérile dans le granite. La bordure de cette enclave, formée d'intercroissances de grenat et d'orthose, est sans doute à rapprocher de la zone chloritisée constituant localement une transition entre le granite et les grenatites dans la mine d'Azegour. Le molybdène déjà présent dans la roche a participé aux migrations des éléments et la molybdénite s'est déposée en partie avec le grenat, et a été en partie entraînée dans les filonnets de quartz.

6e *type* — Molybdénite dans des roches à carbonates dominants

Au contact entre des roches carbonatées et des roches à silicates calciques, on trouve occasionnellement un peu de molybdénite dispersée dans des roches mixtes où domine la calcite.

Par exemple, un échantillon provenant de l'étage 1 488 m, est formé de calcite recristallisée en grands éléments englobant de nombreux prismes d'amphibole (hornblende verte) et des grains de grossulaire. L'amphibole représente sans doute un pyroxène ouralitisé. Du quartz en mosaïque envahit la calcite et remplace l'amphibole. La molybdénite, en petites paillettes, est liée au quartz ; elle est accompagnée de pyrite et d'un peu d'oligiste.

A l'étage 1 378 m, sur le bord de la colonne 2M (molybdénite), on rencontre un marbre, un peu verdâtre, moucheté de molybdénite et d'oligiste en petites rosettes. En plaques minces, on constate que le fond de calcite est fortement envahi par du quartz en mosaïque, auquel est liée la minéralisation ; de petites taches de chlorite parsèment quartz et calcite. On remarque quelques résidus de prismes d'amphibole remplacés par le quartz.

En somme, dans les quelques cas, d'extension très limitée, où la molybdénite se trouve dans des roches à carbonates dominants, l'examen microscopique démontre qu'elle est étroitement liée à du quartz. Si l'on tient compte que ces « minerais » sont localisés au contact entre des calcaires et des grenatites à grossulaire et duparcite minéralisées en molybdénite, on est naturellement amené à les comparer au « granite minéralisé », et à conclure de la même façon que le molybdène a été apporté dans les calcaires par des solutions riches en quartz représentant le matériel résiduel de la formation des grenatites à grossulaire et duparcite minéralisés en molybdénite.

2 — LES MINERAIS DE SCHEELITE

Comme pour la molybdénite, on distinguera plusieurs types de minerais, d'après la répartition de la scheelite dans la roche et la nature des minéraux qui l'accompagnent.

Type principal (1er *type*) — Scheelite dispersée dans des grenatites, tantôt en petits cristaux, tantôt en gros nodules.

Types accessoires

2e *type* — Scheelite dans des cassures des grenatites.
3e *type* — Grenatites à scheelite et pyrite.
4e *type* — Grenatites à scheelite et fluorine.
5e *type* - Scheelite dans des pyroxénites.
6e *type* Scheelite dans des amas de quartz.

1er *type* - - Scheelite dispersée dans des grenatites

La scheelite est régulièrement distribuée dans la masse de la grenatite ; elle se présente comme un constituant de la roche elle-même, entrant en proportion plus ou moins forte dans sa composition minéralogique.

La roche est une grenatite grenue à andradite, à grain moyen (2 cm à 1 mm) (*Cf.* chap. 6). Elle renferme typiquement des nodules de calcite blanche en gros cristaux ; les nodules de quartz sont beaucoup plus rares. Il n'y a pas d'idocrase.

La scheelite a une tendance nette à prendre ses formes propres. La grosseur des cristaux est extrêmement variable, de moins de 0,1 mm à plusieurs centimètres. Cependant, dans un même échantillon, et à plus grande échelle, dans une même zone de la mine, les cristaux

de scheelite ont généralement des dimensions comparables, on peut ainsi distinguer des minerais à scheelite fine et des minerais à gros cristaux de scheelite (pl. 24, photo 1). Il n'existe pas de relation entre la grosseur des grains de grenat et celle des cristaux de scheelite.

Relations entre la scheelite et les autres minéraux

Les fissures des cristaux de scheelite sont très souvent envahies par de la calcite, contenant un peu de chlorite. La scheelite ne se disperse pas comme la calcite, elle se rassemble au contraire en cristaux bien individualisés, à tendance automorphe.

Ces cristaux moulent ceux de grenat et sont moulés par la calcite. La calcite forme ainsi souvent une auréole autour des grains de scheelite, remplissant les vides entre les faces des grenats et celles de la scheelite. Mais on n'observe pas de remplacement de la scheelite par la calcite.

De petites paillettes de molybdénite se trouvent assez fréquemment sur la bordure des cristaux de scheelite, il est rare qu'elles soient incluses à l'intérieur.

Les grenats ne renferment pas d'inclusions de scheelite et la scheelite ne s'insinue pas dans les fissures des cristaux de grenats. Il arrive que des zones biréfringentes externes des cristaux de grenat sont brusquement interrompues par des cristaux de scheelite moulant une zone interne du grenat.

Il convient de remarquer que l'interprétation des relations entre les grenats et la scheelite est très délicate, d'une part parce que ces deux minéraux ont une tendance très nette à prendre leurs formes propres, d'autre part parce que les zones des grenats sont extrêmement irrégulières dans leur croissance. Cependant la constance de la structure dans tous les minerais de ce type, amène à conclure que la scheelite s'est déposée avant que les grenats n'aient achevé leur développement. La calcite a cristallisé plus tardivement que la scheelite, mais il n'y avait pas encore rupture de l'équilibre minéralogique.

Par contre, dans les cas où la grenatite est altérée, on constate que l'altération est nettement postérieure au dépôt de la scheelite.

Celle-ci reste inaltérée, cependant les produits d'altération des grenats (chlorite, hématite) viennent souvent auréoler ses cristaux et s'insinuer dans leurs fissures (pl. 24, photo 2). Lorsqu'il y a des veinules de dolomie, liées à l'altération, elles traversent indifféremment les cristaux de grenat et ceux de scheelite.

En somme, la scheelite occupe dans les grenatites grenues à andradite une position analogue à celle de la molybdénite dans les grenatites grenues à grossulaire et duparcite. Le tungstène se trouvait très tôt dans la roche en voie de formation et la scheelite a cristallisé vers la fin du développement des grenats.

2e *type* — Scheelite dans des cassures des grenatites

La tendance de la scheelite à se concentrer dans des cassures est beaucoup moins accusée que celle de la molybdénite. Cependant, même dans les grenatites à scheelite dispersée, on observe assez fréquemment des cristaux de scheelite rassemblés en lignes discontinues, en veinules interrompues. Par contre il est bien rare de trouver des filonnets présentant une continuité sur plus d'un mètre.

On citera deux exemples qui paraissent exceptionnels : à l'étage 1 520 m, près du puits 2 et à l'étage 1 448 m, partie N, dans la galerie au mur, on peut suivre sur quelques dizaines de mètres des cassures dans les grenatites à remplissage de 1 à 15 cm de puissance. Ces cassures vont se perdre dans des grenatites à scheelite dispersée. Dans le remplissage, la scheelite est étroitement associée à de la calcite, contenant des grenats grossulaires de formation tardive ; les sulfures : molybdénite, pyrite et chalcopyrite ne sont présents qu'en très petite quantité.

On remarque encore que les grenatites à andradite compactes sont stériles aussi bien en scheelite qu'en molybdénite, mises à part quelques très petites cassures minéralisées au voisinage de grenatites grenues elles-mêmes minéralisées.

En somme, pour la scheelite comme pour la molybdénite, il existe une continuité entre la minéralisation dispersée dans les grenatites et celle qui s'est logée dans des cassures restées ouvertes vers la fin du développement des grenatites.

3e *type* — Grenatites à scheelite et pyrite

Ces minerais mixtes sont abondamment représentés dans la « colonne 4C », notamment à l'étage 1 448 m, et dans la zone pyriteuse de l'étage 1 418 m. La roche est une grenatite à andradite. La scheelite présente les mêmes relations avec les grenats que dans le minerai normal. Elle est associée à de la calcite, et a plutôt tendance à se séparer de la pyrite : il n'y a pas d'inclusion de scheelite dans la pyrite, ni en général de pyrite dans la scheelite.

Lorsque les deux minéraux sont en contact, la pyrite moule la scheelite ; mais parfois, à partir de ce contact la scheelite est pénétrée par des filets d'hématite, tandis que le contact lui-même est souligné par un liseré d'hématite ; d'autres fois ce sont des filets de pyrite qui traversent la scheelite sans qu'il y ait de liseré d'hématite au contact des deux minéraux.

Par ailleurs la pyrite est accompagnée d'oligiste en lamelles, plus ou moins profondément pseudomorphosé en magnétite, et de chalcopyrite en faible quantité. L'oligiste a cristallisé plus tardivement que la pyrite et la pyrite s'est elle-même formée après la scheelite.

Les zones de minerai mixte de scheelite et pyrite se trouvent d'un côté en continuité avec des zones de minerai de scheelite sans pyrite. De l'autre côté, la scheelite devenant rare, la chalcopyrite devient au contraire plus

fréquente. Ce sont donc des zones de transition où la séparation des minéralisations en scheelite d'une part, en sulfures de l'autre n'a pas été complète dans l'espace, tandis que dans le temps, la pyrite s'est déposée immédiatement après la scheelite.

4e *type* — Grenatites à scheelite et fluorine

On a déjà dit que la fluorine est rare dans le minerai normal de scheelite. Cependant on trouve localement des grenatites riches en fluorine et en scheelite, par exemple à l'étage 1 514 m et à l'étage 1 448 m, à l'entrée de la colonne 5M. Les grenatites riches en fluorine forment de petites lentilles (de l'ordre du mètre), allongées dans le sens général N-S à l'intérieur des zones à scheelite ; elles sont nettement plus riches en scheelite que le minerai moyen environnant, et aussi en pyrite. Il faut cependant se garder d'en conclure que la scheelite est liée à la fluorine, et plus encore de dire que le tungstène est arrivé à l'état de fluorure, car d'une part il existe des lentilles de grenatites riches en fluorine mais ne contenant pas de trace de scheelite (par exemple à l'étage 1 458 m), et d'autre part, les idocrasites à duparcite fluorifère sont stériles en scheelite.

La fluorine est blanche à violette ; elle moule des grenats, la scheelite et la pyrite. Elle joue vis à vis de la scheelite, le même rôle que la calcite dans le minerai normal. La calcite est pratiquement absente, comme si elle avait été remplacée par la fluorine, tandis que les nodules de quartz demeurent inchangés. La pyrite moule les cristaux de grenat et de scheelite et s'insinue parfois dans des clivages de la fluorine. Comme dans le minerai mixte de pyrite et scheelite, la scheelite est fréquemment envahie, au contact de la pyrite, par de l'hématite. Les grenats sont tantôt frais, tantôt chloritisés avec formation de carbonates secondaires ; les produits d'altération s'insinuent alors dans la pyrite, et plus rarement dans la fluorine ou la scheelite, témoignant ainsi que l'altération est postérieure à la constitution du minerai, bien qu'elle n'ait pas affecté la pyrite, ni la fluorine et la scheelite.

En somme, le minerai de scheelite à fluorine est comparable à un minerai normal dans lequel la calcite aurait été remplacée, en partie ou en totalité par de la fluorine. Il résulte de concentrations locales du fluor qui se trouvait dans le milieu de formation des grenatites. En même temps il y a eu une légère concentration de scheelite et de pyrite, mais aucune observation ne permet de penser que le fluor a joué un rôle important dans la répartition de la minéralisation au sein des masses de grenatites.

5e *type* — Pyroxénites à scheelite

Les grenatites à pyrite et scheelite contiennent fréquemment une proportion notable de pyroxènes (hédenbergite), et on trouve localement de véritables pyroxénites minéralisées en scheelite, par exemple à l'étage 1 458 m près du puits 3.

Ces pyroxénites contiennent le plus souvent un peu de grenat se développant aux dépens de l'hédenbergite. La scheelite présente les mêmes relations avec le pyroxène qu'avec le grenat.

Les silicates sont tantôt frais, tantôt profondément altérés. L'altération est alors postérieure au dépôt de la scheelite puisque ses produits (chlorite, talc) envahissent occasionnellement les fissures des cristaux de scheelite ; elle s'accompagne ou non d'une quartzification, avec remplacement de grains de pyroxène par le quartz.

Outre la scheelite, ce minerai contient un peu de pyrite ; celle-ci peut être abondante lorsque le grenat est présent en quantité notable. Mais, un trait plus caractéristique est la présence fréquente de chalcopyrite, parfois en abondance, tandis que la molybdénite est complètement absente.

Les pyroxénites à scheelite se relient ainsi aux minerais de cuivre contenant de la scheelite. Elles se trouvent comme eux en bordure de masses de grenatites à andradite minéralisées en scheelite. Elles représentent des cas où la minéralisation en scheelite a dépassé la zone des grenatites à andradite.

6e *type* — Scheelite dans des amas de quartz

On a déjà signalé qu'il existe dans la masse des roches à silicates calciques quelques amas de quartz contenant très peu de cristaux de scheelite. La scheelite est isolée dans la masse du quartz ; aucun autre minéral ne l'accompagne.

On remarque que ni les petits nodules de quartz épars dans les grenatites à scheelite, ni les filonnets de quartz minéralisés en molybdénite dans le granite, ni les rares filons de quartz dans les schistes au voisinage du granite, ne contiennent de scheelite.

Il apparaît ainsi que, si la scheelite est faiblement représentée dans le quartz provenant directement des apports siliceux, par contre, le tungstène n'a pas été entraîné dans les solutions siliceuses résiduelles de la formation des grenatites ; il a été entièrement fixé sous forme de scheelite dans les roches à silicates calciques.

3 — LES ROCHES MINÉRALISÉES EN PYRITE, PYRRHOTINE OU OLIGISTE

On a vu, en examinant la répartition du fer dans la mine d'Azegour, qu'il existe des concentrations de pyrite et d'oligiste dans les calcaires métamorphiques. Par ailleurs, la pyrrhotine, peu fréquente dans la mine d'Azegour, donne des concentrations à Tizgui et à Adrhous.

a — Les grenatites à pyrite

Les grenatites contenant de la pyrite sont pratiquement identiques aux grenatites à scheelite ; ce qui concorde avec l'existence déjà signalée de minerais mixtes de scheelite et de pyrite. Elles sont formées de grenats

ferro-calciques (andradite), présentent des nodules de calcite, plus rarement de quartz, avec des cristaux automorphes de grossulaire, éventuellement un peu de fluorine.

La pyrite a une tendance très nette à prendre ses formes propres. Les limites entre ses cristaux et ceux de grenats sont le plus souvent rectilignes, et correspondent, tout au moins en apparence, à des plans cristallographiques de l'un et l'autre des deux minéraux, comme s'il y avait eu adaptation réciproque au cours de la croissance.

La proportion de pyrite dans la roche est très variable, elle peut atteindre et dépasser 90 %. On rencontre même des amas de pyrite vacuolaire, par exemple dans la colonne 4C à l'étage 1 448 m, ne contenant que très peu de grenats.

Il y a presque toujours, au moins des traces de chalcopyrite, avec la pyrite. La proportion de chalcopyrite est variable et il existe tous les intermédiaires entre le minerai de pyrite sans chalcopyrite et le minerai de cuivre sans pyrite. La chalcopyrite moule les cristaux de pyrite et pénètre dans leurs fissures (pl. 24, photo 4). On observe souvent des structures très nettes de remplacement de la pyrite par la chalcopyrite.

Un autre compagnon habituel de la pyrite est l'oligiste en lamelles, souvent disposées en rosettes. Les lamelles d'oligiste sont systématiquement, plus ou moins profondément pseudomorphosées en magnétite (pl. 25, photo 1). L'oligiste s'insinue dans les cassures des cristaux de pyrite et le long de leurs faces (pl. 25, photo 2) ; il a manifestement cristallisé après la pyrite. Les relations entre l'oligiste et la chalcopyrite sont ici moins faciles à interpréter ; il est seulement probable qu'une partie au moins de l'oligiste a cristallisé après la chalcopyrite.

Enfin, si des pyroxènes ferrifères (hédenbergite) ne sont pas rares dans les grenatites à pyrite, et peuvent même être localement abondants, on n'a pas rencontré de concentration de pyrite dans les pyroxénites franches. Dans ces roches, la pyrite cède toujours le pas à la chalcopyrite.

Comme tous les minerais d'Azegour, les minerais de pyrite ont parfois subi une altération hydrothermale, postérieure à la minéralisation, qui a transformé les silicates sans affecter la pyrite. Dans le minerai normal, il n'y a pratiquement pas de marcasite dans la pyrite.

En somme, la pyrite paraît, comme la molybdénite et la scheelite, s'être déposée dans les grenatites au cours et vers la fin de leur formation. Dans l'ordre de dépôt, elle suit la scheelite et précède la chalcopyrite et l'oligiste. Il est probable que la pseudomorphose très fréquente de l'oligiste en magnétite est due à des conditions réductrices liées à la présence de sulfures en abondance, à la fin du développement de la roche.

Cas particulier — On observe localement de petites concentrations riches en fluorine et pyrite, dans des grenatites, par exemple à l'étage 1 458 m et à l'étage 1 418 m, dans le travers-bancs du puits Paul vers le toit de la « bande calcaire ». Un peu de chalcopyrite accompagne, comme toujours, la pyrite. Mais la particularité à signaler est la présence d'octaèdres de magnétite. Il n'y a pas ici d'oligiste, ni de pseudomorphose d'oligiste en magnétite. La pyrite est généralement en cristaux automorphes moulés par la fluorine ; mais, au contact de la magnétite, la pyrite perd ses formes, elle vient border les octaèdres et s'insinuer en veinules dans leurs fissures et aussi, parfois, dans les clivages de la fluorine (pl. 25, photo 3). Il semble bien que la magnétite est localisée sur la bordure de la fluorine, dont elle est souvent séparée par une mince bande de pyrite. La pyrite est légèrement transformée en marcasite. L'inversion de l'ordre normal de formation des minéraux témoigne de conditions spéciales en un espace restreint. Peut-être sont-elles dues en majeure partie à l'abondance du fluor.

b — Roches à pyrrhotine

On rencontre çà et là, dans les roches volcaniques voisines des roches à silicates calciques minéralisées, de petites veinules de pyrrhotine. Parfois un peu de pyrite ou de chalcopyrite accompagne la pyrrhotine. Un fait caractéristique est que le sulfure de fer prend normalement la forme de pyrrhotine lorsqu'il se dépose dans des roches riches en silice, en l'occurence

les roches volcaniques, tandis que dans les roches à silicates calciques il prend la forme de pyrite. Ce phénomène est bien visible par exemple au toit de l'étage 1 488 m, où les roches calciques contiennent de la pyrite et les roches volcaniques adjacentes de la pyrrhotine.

La galerie dite « d'Entifa », au N de la mine de Tizgui, a traversé des grenatites, formées de grossulaire brun très pâle, à texture litée. Des lits de grenats stériles alternent avec des lits quartzeux richement minéralisés en blende et pyrrhotine ; l'épaisseur des lits est irrégulière, variant de l'ordre du mm à celui du cm. En outre, des diaclases transversales au litage contiennent un peu de molybdénite. Il est curieux d'observer que les diaclases sont systématiquement stériles à la traversée des lits de grenat stériles, la molybdénite s'étant déposée uniquement à la traversée des lits minéralisés en blende et pyrrhotine ; elle a d'ailleurs légèrement diffusé dans ces lits. Les relations entre les grains de blende, de pyrrhotine et de chalcopyrite sont complexes. La constance des structures dites « à limites mutuelles » permet de dire que le dépôt des trois sulfures est contemporain. Par contre le fait que la molybdénite s'est formée après eux est intéressant à souligner, car il montre nettement que la molybdénite n'est pas indépendante du reste de la minéralisation, comme on pourrait être tenté de le supposer en ne considérant que sa localisation à part dans la mine d'Azegour.

Dans les grenatites, on trouve encore de petites concentrations de pyrrhotine, par exemple au fond du puits Jacques de Tizgui et sur le flanc sud de la vallée d'Adrhous, en face du village. Mais ces concentrations ont une tendance filonienne nette, avec une gangue de quartz abondante ; elles peuvent se prolonger un peu en dehors des grenatites, dans les roches adjacentes, volcaniques ou schisteuses. Un peu de chalcopyrite contemporaine est toujours associée à la pyrrhotine.

Enfin, très rarement, on observe un peu de pyrrhotine dispersée, avec des traces de chalcopyrite, dans des pyroxénites de la mine d'Azegour.

Au total, la pyrrhotine n'existe pratiquement pas dans les minéralisations dispersées dans les roches à silicates calciques. Elle se concentre occasionnellement à leur voisinage, notamment dans les gisements les plus éloignés du granite. Elle est constamment associée à un peu de chalcopyrite et parfois à de la blende dans une gangue quartzeuse. Elle existe encore dans les filons les plus « chauds » hors de l'auréole de métamorphisme. Elle constitue ainsi un trait d'union entre les minéralisations à molybdénite, scheelite, pyrite et chalcopyrite des roches à silicates calciques et les minéralisations filoniennes à blende et galène.

c — Roches à oligiste

L'oligiste est fréquent dans les grenatites à pyrite ; il accompagne aussi souvent la chalcopyrite dans ses minerais. De plus, il existe des roches où l'oligiste est très abondant, et presque le seul minéral métallique. Ces roches sont formées en majeure partie de calcite, généralement en grands cristaux. Elles contiennent, en plus ou moins grande quantité des résidus de pyroxènes et parfois de grenat, et du quartz en mosaïque irrégulière. Ce sont des roches à silicates calciques altérés, plus ou moins profondément pseudomorphosés par des carbonates (*Cf.* chap. 6).

Des oxydes de fer ont été libérés au cours de l'altération en chlorite et talc des silicates calciques riches en fer, notamment l'hédenbergite. Ces oxydes de fer se sont rassemblés en agrégats informes. Mais on voit des lamelles d'oligiste s'individualiser sur leurs bords. Une partie de l'oligiste provient donc certainement de l'altération des silicates ferrifères. Cependant, il n'y a pas de relation entre la richesse en oligiste et le degré d'altération : des roches peu altérées sont souvent beaucoup plus riches en oligiste que des roches entièrement pseudomorphosées par des carbonates.

En outre, les roches les plus riches en oligiste sont localisées au voisinage immédiat de roches minéralisées en pyrite ou en chalcopyrite. Elles contiennent elles-mêmes, le plus souvent, un peu de ces sulfures et on trouve tous les intermédiaires entre les roches à oligiste seul et les minerais de pyrite ou de chalcopyrite contenant un peu d'oligiste.

Ainsi l'oligiste apparaît comme nettement lié à la minéralisation en sulfures. Il est impossible de préciser dans quelle proportion les oxydes de fer proviennent d'une part de l'altération des silicates, d'autre part directement des solutions résiduelles du dépôt des sulfures ferrifères. On peut seulement dire que ces solutions résiduelles ont été enrichies en fer par l'altération des silicates ferrifères.

On doit noter que les roches pseudomorphosées par la dolomie sont constamment beaucoup moins fournies en oligiste que celles qui sont pseudomorphosées par la calcite. Ce fait s'explique sans doute par une aptitude plus grande des solutions carbonatées riches en magnésium et pauvres en calcium à transporter du fer, que celle des solutions carbonatées riches en calcium et pauvres en magnésium. Une confirmation de ce phénomène peut être trouvée dans l'existence d'un filon à gangue de dolomie, riche en oligiste, situé dans les schistes près de la « bande est ».

La présence d'oligiste dans ce filon montre en outre que l'oligiste a pu se former très tardivement dans l'évolution de la minéralisation, et sans doute à basse température. Ceci est en accord avec l'ordre de dépôt observé dans les roches à silicates calciques où l'oligiste s'est formé en dernier lieu après la pyrite et la chalcopyrite.

On remarquera que l'oligiste du filon n'est pas du tout pseudomorphosé en magnétite, contrairement à l'oligiste qui accompagne la pyrite et la chalcopyrite. On a déjà avancé l'hypothèse que la pseudomorphose était due à des conditions réductrices liées à la présence de sulfures en abondance. Il convient cependant de ne pas imaginer un lien trop étroit car, d'une part la pseudomorphose existe dans des roches exemptes de sulfures, d'autre part elle affecte assez souvent des oxydes de fer provenant d'une façon évidente de l'altération de silicates. Sa répartition paraît très capricieuse. Elle est constante dans les roches riches en sulfures, mais elle s'étend parfois et d'autres fois disparaît, sans raison apparente, dans des roches à oligiste sans sulfures, tout à fait semblables entre elles. Dans l'état actuel des connaissances sur le gisement d'Azegour, il n'est pas possible d'interpréter ces phénomènes.

On peut seulement en tirer argument pour dire que l'altération des roches à silicates calciques a suivi immédiatement leur formation et n'est pas nettement postérieure et indépendante du métamorphisme et de la minéralisation.

4 — LES MINERAIS DE CHALCOPYRITE

Le minerai de cuivre typique de la mine d'Azegour est constitué par des pyroxénites à hédenbergite, souvent altérées en amphibolites, imprégnées de chalcopyrite. On exploite également de petites masses de grenatites à chalcopyrite.

Selon l'usage courant, adopté dans la pratique à la mine d'Azegour, les minerais de cuivre sont appelés « *amphibolites à chalcopyrite* ». Mais cette dénomination a conduit à une confusion avec les amphibolites provenant d'une transformation de roches volcaniques basiques (*Cf.* Von der Weid, 1941, b, p. 26). Pour éviter cette confusion, il est préférable de parler de « *pyroxénites à chalcopyrite* », même si l'ouralitisation des pyroxènes en a fait des roches constituées en majeure partie d'amphibole.

A côté de ces deux types principaux, on trouve diverses sortes de roches contenant du cuivre et on distinguera ici, laissant de côté la chalcopyrite des gisements filoniens à plomb et zinc, comme minerais accessoires :

— bornite et chalcosine dans les pyroxénites ;

— minerai de cuivre avec scheelite ;

— chalcopyrite dans des roches à calcite ;

— chalcopyrite dans des masses de dolomie ;

— chalcopyrite dans les géodes des roches carbonatées.

a — Les pyroxénites à chalcopyrite

Les pyroxénites à hédenbergite minéralisées en cuivre sont à grain moyen ou fin ; il est curieux de constater que les pyroxénites à grands éléments (3 à 30 cm de longueur) sont toujours pratiquement stériles comme les grenatites à gros cristaux d'andradite. La chalcopyrite est dispersée uniformément dans la roche, mais très souvent elle a tendance à se grouper en lits parallèles, concordants avec la direction tectonique générale N-S ; l'épaisseur des lits est généralement de l'ordre du centimètre. La calcite est fréquente et peut devenir très abondante ; elle ne forme pas des nodules, comme dans les grenatites, mais est dispersée dans la roche.

Les pyroxènes sont souvent complètement altérés en ouralite (pl. 25, photo 4) ; l'altération va fréquemment même plus loin et l'ouralite est elle-même remplacée par un mélange de chlorite, calcite, quartz, oxydes de fer, auxquels s'ajoutent du talc et de la dolomie. Cependant on rencontre aussi des skarns à chalcopyrite dans lesquels les pyroxènes sont encore très frais (pl. 26, photo 1). Les cristaux de pyroxène sont moulés par la chalcopyrite, la calcite et le quartz. Les grains de ces trois derniers minéraux sont à « limites mutuelles » indiquant un dépôt simultané. On observe fréquemment des filets de quartz dans les cristaux de pyroxène, beaucoup moins souvent des filets de chalcopyrite et très rarement de calcite. Au total, on peut dire, d'après l'examen des structures que le quartz, la calcite et la chalcopyrite sont des constituants de la roche, au même titre que les pyroxènes, et ne représentent pas une minéralisation introduite dans une pyroxénite, déjà constituée ; le pyroxène est seulement le premier minéral formé.

La chalcopyrite est toujours très fraîche ; l'altération qui a affecté les pyroxènes, a laissé intacte la chalcopyrite, pourtant déjà déposée. Même

dans le stade d'altération le plus avancé, avec apport intense de dolomie, la chalcopyrite est restée intacte. Ce fait apparaît normal si l'on remarque que les veinules de dolomie contiennent elles-mêmes des traces de chalcopyrite et qu'elles se relient aux masses de dolomie minéralisées en chalcopyrite (*Cf.* ci-dessous). La chalcopyrite se trouvait à peu près en équilibre avec les solutions riches en magnésium qui ont causé l'altération des pyroxènes et des grenats. Ceci implique sans doute que l'altération a suivi de peu la formation des pyroxénites ou des grenatites minéralisées.

Le minerai normal de chalcopyrite ne contient que très peu d'autres minéraux métalliques : pyrite en cristaux automorphes enrobés mais non remplacés par la chalcopyrite, lamelles d'oligiste plus ou moins profondément pseudomorphosées en magnétite, rarement quelques grains de blende. L'absence à peu près totale de sulfures autres que la chalcopyrite est prouvée par les teneurs dépassant 30 % en cuivre de certains concentrés industriels obtenus par flottation. Cependant, localement, la pyrite, la blende et l'oligiste sont abondants, et il est possible de trouver tous les intermédiaires entre le minerai de chalcopyrite seule et les minerais de pyrite, de blende ou d'oligiste. Les structures les plus courantes montrent que le dépôt s'est fait principalement dans l'ordre suivant : pyrite, chalcopyrite, oligiste ou blende. Les rapports entre la blende et l'oligiste n'ont pu être observés. Cependant les inversions sont relativement fréquentes, en particulier lorsque la chalcopyrite est peu abondante à côté de la blende, elle a cristallisé après la blende.

Un caractère constant des minerais de cuivre est la présence de petites inclusions de linnaeite dans la chalcopyrite. Elles sont tantôt en grains arrondis, tantôt en cristaux automorphes de 0,01 à 1 mm de diamètre (pl. 26, photo 2). Il n'est pas rare d'en trouver 1 ou 2 sur une section polie de 6 cm² environ. Cependant, aucune accumulation de linnaeite n'a été observée. La présence de ce minéral dispersé explique la faible teneur en cobalt des concentrés de chalcopyrite.

b — Les grenatites à chalcopyrite

Certaines grenatites grenues à andradite contiennent de la chalcopyrite répartie d'une façon homogène. Ces grenatites sont généralement riches en petits nodules formés de calcite et de grenat brun jaunâtre moins ferrifère que celui de la masse de la roche et de formation plus tardive. Les nodules ne contiennent pas de chalcopyrite.

Dans la masse de la roche, la chalcopyrite, la calcite et le quartz moulent les cristaux de grenat, mais n'envahissent que très rarement leurs fissures. Par contre, il n'est pas exceptionnel d'observer de minuscules inclusions de chalcopyrite dans le grenat. Il existe même parfois de véritables veinules de grenats brun jaunâtre traversant et venant entourer des grains de chalcopyrite.

La grenatite contient le plus souvent des pyroxènes altérés, mais en quantité très variable. On remarque fréquemment des indices de remplacement des pyroxènes par le grenat (*Cf.*

chap. 6). Lorsque les pyroxènes altérés sont abondants, la chalcopyrite leur paraît nettement liée en des plages ou des traînées exemptes de grenat.

Les minerais qui accompagnent la chalcopyrite sont les mêmes que dans les pyroxénites et présentent avec elle les mêmes rapports : pyrite et oligiste en quantité variable, généralement faible, blende rare, linnaeite dispersée en petites inclusions.

En somme, dans les grenatites à chalcopyrite, il est à peu près évident que les grenats ont continué à se former après le dépôt de la chalcopyrite. La chalcopyrite apparaît ici, encore plus nettement que la molybdénite ou la scheelite, comme un constituant de la roche et non comme une minéralisation postérieure au métamorphisme.

Mais, de plus, certains caractères de structure semblent démontrer qu'il y a eu transformation d'une pyroxénite en grenatite, et que la chalcopyrite se trouvait déjà dans la pyroxénite lors de cette transformation. Il n'est pas impossible en effet qu'il y ait eu localement progression du métamorphisme après une stabilisation relative ayant permis la formation de pyroxénites minéralisées en chalcopyrite.

c — Bornite et chalcosine dans les pyroxénites

Ce type de minerai n'a été jusqu'ici rencontré que dans la colonne 3C au niveau 1 438 m environ. Dans la partie sud de la colonne, le minerai normal de chalcopyrite passe progressivement à un minerai constitué en majeure partie de bornite puis celle-ci est elle-même remplacée par de la chalcosine.

Dans la zone de transition, la chalcopyrite est veinée de bornite. Les veinules principales ont une direction générale N-S. Leur épaisseur est assez constante, de quelques millimètres. Elles sont reliées entre elles par des veinules plus fines. Les veinules les plus importantes ont un axe de dolomie bordé par de l'hématite friable, tandis que de l'hématite compacte, et occasionnellement de la pyrite, forment des filets dans la dolomie (pl. 26, photo 3). De chaque côté de la veinule, la chalcopyrite est transformée en bornite sur une épaisseur de l'ordre de celle de la veinule elle-même, avec de nombreuses irrégularités locales. Les veinules se raccordent à des nodules de dolomie frangés d'hématite, mais le développement de bornite est très faible, contrairement à ce qu'on pourrait attendre.

Les veinules devenant plus nombreuses et plus larges, le minerai ne comporte plus que des îlots résiduels de chalcopyrite, veinés de bornite, dans un fond de bornite veiné d'hématite et de dolomie (pl. 26, photo 4). On observe localement la transformation inverse de bornite en chalcopyrite, le long de veinules de dolomie (pl. 27, photo 1).

Enfin, la bornite elle-même peut être remplacée par de la chalcosine. Celle-ci se présente en nodules auréolés d'hématite friable et contenant des îlots résiduels de bornite (pl. 27, photo 2). Sa structure est grenue, à grain gros (5 à 16 mm), nettement différente de la structure à grain fin typique de la chalcosine de cémentation des filons cuprifères. Les pyroxènes de la roche sont entièrement altérés et pseudomorphosés par de la dolomie, mêlée d'oxydes de fer et d'un peu de quartz. Dans le minerai à bornite, l'altération des pyroxènes est aussi très poussée, mais la pseudomorphose n'est pas totale et il y a passage graduel au minerai normal de chalcopyrite dans des pyroxènes ouralitisés.

On notera encore que la formation de bornite a été observée, à l'échelle microscopique, dans une passée pyriteuse au sein d'une grenatite à scheelite. Des grains de chalcopyrite plus ou moins envahis capricieusement par de la bornite, se trouvent côte à côte avec des grains

de chalcopyrite pure, de pyrite et de marcasite, et des rosettes d'oligiste un peu pseudomorphosé en magnétite. Il n'y a pas d'hématite associée à la bornite, ni de chalcosine, et la roche n'est pas envahie par de la dolomie. Il paraît clair qu'ici il s'est simplement établi un équilibre entre la chalcopyrite et la bornite suivant des variations de teneurs en cuivre et en fer dans des espaces très restreints.

Dans la colonne 3C, il y a eu de plus déplacement des éléments sur des distances maximales de l'ordre d'une vingtaine de mètres. Les déplacements sont liés aux injections de dolomie ; c'est-à-dire que ce sont les solutions carbonatées magnésiennes qui paraissent avoir joué le rôle de véhicule pour le cuivre. Mais il est bien difficile de dire pourquoi elles ont provoqué ici la série de transformations chalcopyrite-bornite-chalcosine, alors qu'ailleurs la chalcopyrite reste inaltérée dans des roches injectées de dolomie. On ne peut invoquer une influence supergène puisque le minerai se trouve à 80 m au-dessous de la surface des terrains paléozoïques, entouré de toutes parts par des roches non altérées dans lesquelles aucun accident n'est visible. Peut-être faut-il penser que les solutions résiduelles du dépôt de la chalcopyrite de la colonne 3C se sont trouvées exceptionnellement riches en cuivre en cet endroit, ou qu'un milieu oxydant s'est créé localement. En tous cas rien ne permet de prévoir pratiquement si un tel phénomène s'est reproduit ailleurs dans le gisement.

d — Minerais de chalcopyrite avec scheelite

Certains minerais de cuivre renferment un peu de scheelite ; ce sont tantôt des pyroxénites à chalcopyrite, tantôt des grenatites.

Dans les *pyroxénites à chalcopyrite et scheelite*, la scheelite se présente en cristaux isolés assez gros (de l'ordre du cm), à tendance automorphe, plutôt qu'en grains fins isolés. La chalcopyrite moule la scheelite mais ne l'envahit pas. Les relations entre la chalcopyrite et les pyroxènes sont les mêmes que dans le minerai de cuivre normal. En somme, il semble qu'il y a eu présence simultanée de tungstène et de cuivre au moment de la formation du minerai ; la scheelite a simplement cristallisé avant la chalcopyrite. D'ailleurs, la localisation de ce minerai à la limite des colonnes de chalcopyrite du côté des grenatites à scheelite, suggère qu'il y a eu séparation incomplète du tungstène et du cuivre dans une zone intermédiaire.

Dans les *grenatites à chalcopyrite et scheelite*, par contre, on observe fréquemment des remplacements de scheelite par la chalcopyrite (pl. 27, photo 3) ou par le quartz et les carbonates qui l'accompagnent éventuellement (pl. 27, photo 4). Ces phénomènes confirment que les grenatites à chalcopyrite ont subi des modifications tardives ayant changé l'équilibre minéralogique, tandis que dans les pyroxénites à chalcopyrite et scheelite ou dans les grenatites à pyrite avec ou sans scheelite, l'association minérale réalisée lors de la formation n'a plus été modifiée.

e — Chalcopyrite dans des marbres

On appelle couramment à Azegour « *cipolins à chalcopyrite* » des roches blanches ou légèrement verdâtres, formées essentiellement de carbonates et minéralisées en chalcopyrite. Le plus souvent c'est la dolomie qui constitue la masse de la roche et non la calcite. Comme la dolomie et la calcite jouent un rôle métallogénique entièrement différent, il est nécessaire de distinguer des *dolomies à chalcopyrite* (paragraphe suivant) et des *marbres à chalcopyrite.*

Les marbres minéralisés en chalcopyrite sont des marbres à pyroxène (hédenbergite) et parfois grenats (andradite-grossulaire), faisant transition entre les pyroxénites à hédenbergite et les marbres purs toujours stériles. La minéralisation est tout à fait semblable à celle des pyroxénites : chalcopyrite accompagnée de traces de pyrite et d'oligiste plus ou moins pseudomorphosé en magnétite. Le caractère le plus important est la rareté de la blende, alors que celle-ci est abondante dans les dolomies.

En somme, les marbres à chalcopyrite représentent des cas où le cuivre s'est trouvé dans des calcaires dès le début de la formation de silicates, mais le métamorphisme n'ayant pas progressé, la chalcopyrite s'est déposée. La phase de développement des silicates a été écourtée.

On peut encore noter que les marbres à chalcopyrite ont localement subi, tout comme les pyroxénites, des injections de dolomie qui ont produit un remplacement de la calcite et une altération des silicates.

f — Chalcopyrite dans des masses de dolomie

Les dolomies à chalcopyrite sont constituées par une mosaïque de grains de dolomie très irréguliers, contenant, en proportion variable, des grains de quartz souvent allongés, de l'ordre du millimètre, tantôt isolés, tantôt groupés en « nids » ou en traînées discontinues.

La chalcopyrite est dispersée dans la roche en grains de grosseur extrêmement variable, allant du 1 /100 mm à des nodules de plusieurs centimètres à contours très capricieux. Les relations entre la chalcopyrite et la dolomie et le quartz sont complexes, variables d'un endroit à l'autre (pl. 28, photo 1). Il n'y a pas remplacement systématique d'un minéral par un autre et dans l'ensemble, on peut dire que la formation de ces trois minéraux est contemporaine.

Quelques grains de pyrite et quelques paillettes d'oligiste, en partie transformé en magnétite, accompagnent la chalcopyrite, mais le caractère dominant du minerai est la présence à peu près constante de blende étroitement associée à la chalcopyrite.

La blende est fréquemment abondante et on trouve tous les intermédiaires entre les dolomies à chalcopyrite avec traces de blende et les dolomies à blende avec très peu de chalcopyrite. Les relations entre la blende et la chalcopyrite restent les mêmes dans tous ces minerais, elles seront examinées à propos du minerai de blende. A la chalcopyrite et la blende s'ajoutent parfois des traces de galène et quelques rares grains de mispickel.

Les dolomies quartzeuses à chalcopyrite renferment souvent des squelettes de cristaux prismatiques trapus, complètement pseudomorphosés par la dolomie et le quartz. Un peu de chlorite, fréquemment rassemblée en globules, parsème le fond de la roche. Il n'y a guère de doute qu'il s'agit de pyroxénites ou de marbres à pyroxène, remplacés par le mélange dolomie et quartz.

Il est intéressant de noter que, dans les dolomies à chalcopyrite contenant des résidus de pyroxène, la blende est nettement moins fréquente que dans les dolomies franches. Par contre l'oligiste, comme à l'ordinaire partiellement transformé en magnétite, est plus fréquent. Le minerai tend donc, aussi bien par les constituants de sa minéralisation, que par ceux de sa « gangue », vers les pyroxénites normales à chalcopyrite.

Au total, les dolomies à chalcopyrite apparaissent, tant par leur constitution minéralogique, que par leur mode de gisement en bordure des colonnes de chalcopyrite du côté des massifs de marbres, comme un type de transition entre les pyroxénites à chalcopyrite et les dolomies quartzeuses à blende.

g — Chalcopyrite dans des géodes des roches carbonatées

Les dolomies sont fréquemment caverneuses, présentant de nombreuses vacuoles de toutes dimensions et des géodes de l'ordre du décimètre, aplaties. Toutes ces cavités sont tapissées de petits rhomboèdres de dolomie, très souvent mêlés d'agrégats crêtés de barytine rose. De fins cristaux de chalcopyrite sont implantés aussi bien sur la dolomie que sur la barytine. Dans certaines géodes on trouve du quartz au lieu de dolomie.

Dans les calcaires voisins des dolomies, les géodes sont beaucoup plus importantes, et leur extension dépasse parfois largement un décamètre. Certaines sont stériles et ne sont tapissées que de scalénoèdres de calcite. D'autres présentent un revêtement, plus ou moins épais, de dolomie vacuolaire mêlée de barytine, contenant le plus souvent des cristaux de chalcopyrite de formation tardive.

On remarque que la blende et la galène, quoique présentes dans certaines géodes, sont relativement rares. Ce fait est curieux car on aurait pu s'attendre à une concentration en zinc et plomb, dans les solutions résiduelles qui ont déposé la chalcopyrite dans les géodes. En réalité, on doit

admettre que la séparation des métaux était déjà réalisée presque entièrement : le zinc restant après le dépôt dans les dolomies est allé se loger, en compagnie du plomb, dans les formations filoniennes.

5 — LES MINERAIS DE ZINC

La blende se rencontre localement en abondance dans des dolomies quartzeuses et plus rarement dans des pyroxénites. Un cas particulier, déjà examiné, est représenté par les grenatites à blende et pyrrhotine de Tizgui.

a — Blende dans les masses de dolomie

La minéralisation des masses de dolomie est constituée essentiellement de chalcopyrite et de blende en proportions très variables.

La blende est noire ; elle contient presque toujours un grand nombre de fines inclusions de chalcopyrite représentant une exsolution (pl. 28, photo 2). Lorsque la blende est peu abondante elle a cristallisé en petits grains sur le bord des grains de chalcopyrite et semble-t-il après la chalcopyrite. Au contraire, lorsque la blende est abondante, c'est la chalcopyrite qui paraît avoir cristallisé en dernier lieu. Elle forme alors soit des grains en bordure des grains de blende, soit une pellicule plus ou moins continue sur ces grains et autour des inclusions de gangue (pl. 28, photo 3).

Au total on peut dire que la chalcopyrite et la blende sont de formation contemporaine. Il y a eu des variations des concentrations relatives des solutions en cuivre et en zinc qui sont mises en évidence par une répartition hétérogène des inclusions de chalcopyrite dans la blende. Certains grains de blende présentent en effet des plages extrêmement riches en chalcopyrite à côté d'autres qui en sont à peu près totalement dépourvues (pl. 28, photo 4) ; cependant il n'a pas été observé de zones nettes de croissance des grains. Le fait important est que la blende devient de plus en plus abondante en fin de dépôt, tandis que la chalcopyrite tend à disparaître.

Dans ces minerais de blende à peu près exempts de chalcopyrite, il apparaît souvent, en petite quantité, un nouveau constituant : le *mispickel*. Celui-ci a une nette tendance à former de très petits cristaux automorphes en inclusions dans la blende ou le quartz, mais le plus souvent rassemblés en bordure des grains de blende (pl. 29, photo 1). On trouve ici, en fin de dépôt, une faible concentration de l'arsenic qui existe en traces dans les minerais de chalcopyrite.

La minéralisation en blende et chalcopyrite comporte ici une véritable gangue constituée en majeure partie par de la dolomie mêlée d'un peu de quartz. Localement il s'y ajoute un peu de barytine.

Le quartz a tendance à former des cristaux automorphes enrobés aussi bien dans la blende que dans la dolomie ; ils contiennent eux-mêmes parfois de petites inclusions de blende (pl. 29, photo 2). Les rapports entre la blende, le quartz et la dolomie sont très complexes et variables d'un point à un autre d'une même section polie, indiquant tantôt un remplacement d'un minéral par un autre, tantôt l'inverse. Au total aucun minéral n'est nettement antérieur ou postérieur aux autres ; ils appartiennent tous à une même « venue » et constituent une unité de minéralisation.

Cette minéralisation a tous les caractères d'une minéralisation hydrothermale filonienne sauf le mode de gisement qui est en masses lenticulaires à la limite entre les pyroxénites à chalcopyrite et les calcaires stériles, et non en filons à épontes nettes. On est ainsi naturellement conduit à la considérer comme intermédiaire entre la minéralisation en chalcopyrite dans les pyroxénites et la minéralisation filonienne d'Azegour. Cependant il faut souligner l'absence à peu près totale de galène dans les masses de dolomie, alors que la galène est abondante dans la minéralisation filonienne. On doit alors admettre une évolution particulière pour chacun de ces deux types de minéralisation ; c'est-à-dire que la minéralisation filonienne a dû se séparer, en entraînant presque tout le plomb, et de nombreux éléments accessoires, avant le dépôt des masses de dolomies minéralisées.

b — Blende dans des pyroxénites

Ce type de minerai ne se rencontre que localement en bordure des colonnes de chalcopyrite. Mais, fait curieux, il n'y a pratiquement pas de chalcopyrite à côté de la blende et celle-ci est le plus souvent assez claire, sans inclusions de chalcopyrite (pl. 29, photo 3). La blende présente avec les pyroxènes des relations tout à fait analogues à celles décrites pour la chalcopyrite. Outre la blende, le minerai ne contient que des traces de pyrite, un peu d'oligiste, et pratiquement jamais de galène.

Tant par le mode de gisement que par l'aspect du minéral en plaques minces et en sections polies, on ne peut soutenir l'hypothèse d'une minéralisation zincifère indépendante. Il faut voir là encore une évolution latérale particulière de la minéralisation caractérisée par une concentration du zinc à peu près seul, à la fin du dépôt de la chalcopyrite.

6 — LES MINERAIS D'URANIUM

L'uranium se trouve soit dispersé dans les minerais de molybdénite, soit concentré dans des fissures à remplissage filonien plus ou moins net dans les roches à silicates calciques ou dans le granite.

a — Uranium dispersé dans les minerais de molybdénite

Normalement aucun minéral d'uranium n'est visible sur les sections polies de minerai de molybdénite. Les échantillons n'ont qu'une radioactivité très faible et nullement localisée.

Cependant, à l'étage 1 418 m dans le travers-banc au pied de la descenderie 3 (+ 137 m-+ 117 m) et à l'étage 1 488 m près de la grande descenderie, des grenatites à molybdénite présentent très localement une radioactivité notable. Des sections polies soigneusement choisies en ces points permettent d'observer quelques grains très fins (inférieurs au 1/100 mm) de pechblende, à contour irrégulier, enrobés la plupart du temps dans de l'hématite mais parfois aussi dans de la molybdénite associée à l'hématite. Il semble que ce sont les oxydes de fer qui, en entraînant l'uranium, l'ont quelque peu concentré et ont permis la formation de grains de pechblende.

b — Uranium dans les fissures des roches à silicates calciques

La minéralisation uranifère est ici accompagnée d'une véritable gangue constituée de dolomie, ankérite, calcite, quartz et parfois barytine.

La dolomie domine généralement mais parfois c'est la calcite. Le quartz est associé étroitement à la dolomie et on retrouve des structures identiques à celles des masses de dolomie quartzeuse minéralisées en chalcopyrite et blende. La gangue est presque toujours fortement imprégnée d'oxydes de fer, qui lui donnent une teinte générale rouge. Les premiers carbonates déposés sont eux-mêmes ferrifères, mais par la suite il se dépose de la dolomie à peu près exempte de fer et de la calcite. La barytine, qui s'est formée tôt, est complètement imprégnée d'hématite et a une couleur rouge-foncé. L'hématite s'individualise parfois en globules assez semblables à ceux de pechblende, jamais en paillettes (oligiste). Il n'y a pas de magnétite.

La minéralisation comporte de la pechblende et des sulfures : pyrite, chalcopyrite, blende et galène. On ne trouve qu'exceptionnellement des traces d'arséniures de cobalt et inversement la minéralisation filonienne complexe riche en arséniures, notamment de nickel, ne renferme que des traces d'uranium (pl. 32, photo 2). Il n'a pas été rencontré d'argent natif ni de bismuth natif. La molybdénite et la scheelite sont totalement absentes.

La pechblende a constamment tendance à former des globules à peu près sphériques dont le diamètre varie de 2 ou 3 mm à moins de 1/100 mm (pl. 30, photo 1 et pl. 32, photo 2).

Les globules sont tantôt isolés au sein de la gangue tantôt groupés soit en petits nodules dont la forme rappelle celle des framboises, soit en croûtes mamelonnées sur d'autres minéraux, soit en veinules ou filonnets concrétionnés. Ces dépôts de pechblende apparaissent sur les sections polies (pl. 30, photos 3 et 4) en rubans sinueux, discontinus, souvent refermés sur eux-mêmes en couronnes. Leur épaisseur est très variable, de moins de 0,1 mm à 4 cm. Ils ont une « structure colloïdale » typique, avec fissures de retrait radiales et plus rarement concentriques. Ces fissures ont un remplissage de dolomie, de calcite, de pyrite, de chalcopyrite, parfois de galène et exceptionnellement de blende (pl. 30, photos 1 et 2).

La pechblende est étroitement associée à la dolomie et aux sulfures (pl. 31, photos 1 et 2).

Généralement la dolomie s'est déposée après la pechblende, mais on trouve aussi des rhomboèdres de dolomie moulés par la pechblende (pl. 30, photo 2). Par contre la barytine et le quartz apparaissent presque toujours antérieurs à la pechblende, et la calcite postérieure. La pyrite s'est formée principalement après la pechblende ; cependant il existe une pyrite d'aspect colloïdal qui paraît s'être déposée en même temps que la pechblende, donnant quelquefois des nodules mixtes à fines zones de pyrite (pl. 31, photos 3 et 4).

Au total, on observe généralement la séquence de dépôt suivante : *barytine – quartz – pechblende – pyrite - chalcopyrite – dolomie – calcite.*

Il s'y ajoute parfois de la blende et de la galène à la suite de la chalcopyrite. On ne doit pas oublier en outre que le dépôt de dolomie recouvre largement celui des sulfures. Enfin, on signalera que la pyrite est fréquemment transformée particllement en marcasite et que de la marcasite s'est elle-même déposée tardivement en certains points.

Le dépôt de la minéralisation est en réalité beaucoup plus compliqué.

L'examen détaillé des échantillons permet de reconnaître parfois plusieurs séquences successives, plus ou moins complètes, qui se sont superposées et ont parfois remis en mouvement des minéraux déjà déposés. Les séquences sont quelquefois séparées par une faible bréchification, témoignant de légers mouvements au cours de la minéralisation. Des fragments de minerai sont ainsi ressoudés par un dépôt minéralisé postérieur ; un cas remarquable est celui de débris de nodules de pechblende enrobés par de la marcasite (pl. 32, photo 1).

Mais, ce sont là des phénomènes extrêmement localisés qui n'ont aucune signification pour l'ensemble du gisement. Ils résultent sans doute des vicissitudes de la circulation des solutions dans les fissures changeantes des roches à silicates calciques, réajustant sans cesse leur équilibre statique.

c — Uranium dans les fissures du granite

Le remplissage filonien des cassures uranifères du granite est caractérisé par l'abondance de la pyrite. Les autres minéraux métallifères sont très subordonnés ce sont, par ordre d'abondance décroissante : la chalcopyrite, la galène, la pechblende, la blende et la safflorite. La gangue, constituée de quartz et de dolomie, est elle-même très peu abondante.

On observe les mêmes structures que dans les minerais uranifères des fissures des roches à silicates calciques. La safflorite est plus spécialement associée à la chalcopyrite. La galène est légèrement bismuthifère mais non argentifère. Le minerai contient des fragments de granite plus ou moins transformé : l'orthose est tantôt sericitisée, tantôt remplacée par le quartz ou par la dolomie avec formation de séricite et de biotite en fines paillettes. La pechblende se dépose le plus souvent en croûtes minces sur les fragments de la brèche. En affleurement elle s'est altérée en gummite noire et simultanément on observe un fort affaiblissement de la radiation gamma. Ainsi les compteurs de terrain, sensibles à peu près uniquement à ces radiations, indiquent une radioactivité nettement plus faible que celle d'un minerai non altéré de même teneur en uranium. Il y a probablement eu lessivage préférentiel du radium au cours de l'altération. Le minerai altéré comporte de la limonite, du wad, de la malachite, des traces d'érythrine et d'un arséniate jaune cobaltifère (smolianinovite ?).

7 LA MINÉRALISATION FILONIENNE COMPLEXE

La *gangue* de la minéralisation filonienne complexe est constituée par de la dolomie quartzeuse, mêlée de barytine et d'un peu de calcite. Cette gangue est identique aux masses de dolomie qui se trouvent en bordure des colonnes de chalcopyrite. La barytine a cristallisé en premier lieu, puis le quartz et la dolomie, enfin la calcite.

La *minéralisation* elle-même comporte un grand nombre de métaux : plomb, zinc, cuivre, nickel, cobalt, argent, bismuth, etc... exprimés sous forme de sulfures, arséniures, sulfo-arséniures, etc... Une quinzaine d'es-

pèces minérales ont pu être identifiées. Les structures sont extraordinairement variées. L'exposé des observations en sections polies serait beaucoup trop long pour être donné ici, on se contentera de résumer les caractères les plus marquants de la minéralisation.

La galène est de beaucoup le minéral le plus abondant dans certains filons, en particulier dans le plus important d'entre eux appelé « filon argentifère » (*Cf.* chap. 10). Cependant, elle paraît manquer totalement dans d'autres filons. Par contre, les arséniures de nickel et de bismuth natif, quoique moins abondants, sont à peu près toujours présents. La blende, la chalcopyrite, la pyrite et la marcasite se rencontrent presque partout en quantité très variable. L'argent et l'uranium sont très localisés. On notera qu'il n'y a ni molybdénite, ni scheelite.

On peut, semble-t-il, ranger les divers minéraux en trois groupes qui tendent à s'individualiser dans les filons :

— *groupe des sulfures* : galène, blende, pyrite et marcasite ;

— *groupe des arséniures* de nickel et de cobalt avec bismuth natif et occasionnellement pechblende ;

— *groupe de l'argent* : sulfoantimoniures d'argent, argent natif, argentite.

D'une façon générale, les *sulfures* se sont formées après les autres minéraux avec l'ordre de dépôt ordinaire : pyrite-blende-galène, puis éventuellement marcasite. Il n'y a pratiquement pas de chalcopyrite.

Il faut, en outre, noter que la galène est à peu près totalement dépourvue d'argent et elle ne contient qu'exceptionnellement des traces de cuivre gris. La séparation de l'argent et du plomb est remarquable : dans le filon argentifère de l'étage 1 488 m, les minéraux argentifères sont concentrés dans des lentilles assez bien individualisées. On ne peut cependant invoquer une venue argentifère particulière car la liaison avec les sulfures est beaucoup trop étroite. On trouve en effet de la galène contemporaine des sulfoantimoniures d'argent (pl. 33, photo 4) et la blende est parfois entourée par une croûte d'argentite ou enrobée dans les sulfoantimoniures.

Le *groupe des arséniures*, à l'opposé de celui des sulfures, s'est déposé dès le début de la formation du filon. Dans les parties du filon où la galène est abondante, les minéraux du groupe des arséniures sont concentrés dans de minces rubans au voisinage des épontes, qui mettent en évidence une nette séparation.

En se basant sur de tels échantillons, on serait amené à conclure à une venue de sulfures, à galène dominante, indépendante et postérieure à la minéralisation arséniée. Cependant, on doit aussi considérer les zones où les minéralisations sont associées plus étroitement, où l'on peut saisir leur différenciation. Beaucoup de structures suggèrent un dépôt colloïdal des arséniures : rubans concrétionnés, nodules cryptocristallins (pl. 34, photos 2, 3 et 4). A partir de ce dépôt s'individualisent les minéraux. Il semble que le premier arséniure formé est constamment la mauchérite. La transformation de mauchérite en nickeline est bien souvent évidente. Cependant, les équilibres entre les divers arséniures de nickel sont complexes ; certains nodules montrent des zones successives de mauchérite, rammelsbergite et nickeline plusieurs fois répétées dans le même ordre, d'autres ne comportent que mauchérite et nickeline, ou nickeline et rammelsbergite (pl. 35, photo 1), d'autres enfin sont formés uniquement de rammelsbergite. La nickeline tardive a donné des cristaux bien individualisés (pl. 34, photo 1). Il semble que la lœllingite (pl. 32, photo 3) ne s'est constituée qu'après les arséniures de nickel. Le cobalt, peu abondant, ne s'est généralement pas séparé du nickel et du fer pour donner des arséniures distincts : ce n'est qu'exceptionnellement qu'on peut observer quelques très petits cristaux de skuttérudite.

Le *bismuth natif* se trouve bien souvent en gouttelettes incluses dans les nodules d'arséniures de nickel (pl. 35, photo 3). Lorsqu'il est abondant, il forme des grains distincts remplissant ou enrobant des couronnes d'arséniures de nickel ou renfermant des inclusions de ces arséniures (pl. 35, photo 2).

L'*uranium*, très peu abondant, s'individualise en minuscules globules de pechblende enrobés par les arséniures de nickel (pl. 32, photo 2).

Les relations entre le groupe des arséniures et celui des sulfures sont mises en évidence par les associations étroites entre la blende, la chalcopyrite et les arséniures de nickel, que l'on rencontre dans les parties des filons voisines des colonnes de chalcopyrite.

Là, les structures du minerai indiquent qu'une partie de la blende a cristallisé avant la fin du dépôt des arséniures de nickel (pl. 35, photo 4) et surtout de fer. De plus, il est sans doute significatif qu'il se soit formé un sulfo-arséniure de nickel (gersdorffite) (pl. 32, photo 4) alors que ce minéral n'existe pas ailleurs dans le filon. On notera que la gersdorffite contient des inclusions de bismuth natif, comme les arséniures de nickel.

La chalcopyrite participe à des associations semblables à celles de blende et d'arséniures. En outre, elle accompagne la linnaeite dans des filonnets dolomitiques de formation tardive, recoupant la dolomie minéralisée en arséniures (pl. 34, photo 4). La galène est par contre nettement séparée des arséniures ; elle enrobe quelquefois des couronnes de rammelsbergite. Il arrive cependant qu'elle soit associée au bismuth natif en grains mixtes, mais il n'existe pratiquement pas de minéraux à la fois plombifères et bismuthifères. De même la bismuthinite est assez exceptionnelle.

Dans le *groupe de l'argent* l'ordre de formation des minéraux est : *pyrargyrite – stéphanite – argentite – argent natif.*

L'association pyrargyrite-stéphanite est extrêmement variable d'un point à un autre ; il a sans doute suffi de très faibles variations locales de composition pour déterminer la formation d'un minéral plutôt que de l'autre. L'argentite s'est nettement formée après les sulfo-antimoniures, et c'est elle qui s'associe le plus étroitement avec les sulfures : blende et galène (pl. 33, photo 4). L'argent natif enfin a pris naissance aux dépens des autres minéraux argentifères (pl. 33, photo 3) et parfois très tardivement dans les géodes du filon.

Par rapport aux arséniures de nickel et de fer, les minéraux argentifères sont de formation plus tardive.

Bien souvent ils remplissent ou enrobent des couronnes de rammelsbergite (pl. 33, photos 1 et 2). On remarquera aussi que la principale concentration argentifère était entourée par une bordure riche en arséniures de nickel ; ce qui indique un rapport étroit entre ces deux groupes de minéraux.

Au total, s'il est impossible d'interpréter dans le détail l'extrême variété des associations minérales, on peut admettre une évolution générale de la minéralisation vers le type filonien plombo-zincifère normal. Les solutions ont d'abord déposé des arséniures de nickel et du bismuth natif, puis des sulfo-antimoniures d'argent et enfin de la pyrite, de la blende et de la galène.

Le mispickel bismuthifère de Tiguelilt

On ne peut éviter de faire un rapprochement entre la minéralisation filonienne complexe de la mine d'Azegour, et l'amas de mispickel, d'allure filonienne, se trouvant dans les calcaires de la « bande principale » à 3 km environ au N du granite, en dehors de l'auréole de métamorphisme. Le minerai est constitué de mispickel presque massif renfermant çà et là des inclusions de bismuth natif et un peu de pyrite, de chalcopyrite et de marcasite. Aucun minéral d'argent n'a été repéré.

Le gisement de mispickel est environné d'indices plombo-zincifères dont certains sont fortement argentifères, tandis que d'autres sont à peu près dépourvus d'argent. On retrouve donc, à une plus grande échelle, mais fragmentée et sans nickel, l'association des filons complexes d'Azegour. Malheureusement, en l'absence de travaux miniers importants, il est impossible de dire si ces divers gisements se relient effectivement, c'est-à-dire s'ils proviennent des mêmes solutions tardivement différenciées, ou si l'on doit remonter jusqu'au granite pour imaginer une source commune.

8 - - LA MINÉRALISATION FILONIENNE PLOMBO-ZINCIFÈRE

C'est une minéralisation B.P.G.C. banale. La blende est de couleur claire, sans inclusions de chalcopyrite. La pyrite et la chalcopyrite sont peu abondantes. La gangue est constituée de dolomie, de calcite, de quartz et d'un peu de barytine. La barytine a tendance à se concentrer isolément dans de petites cassures adjacentes aux filons principaux minéralisés. La chalcopyrite se localise de préférence dans les parties quartzeuses des filons, où la blende et la galène sont peu abondantes.

On pourrait distinguer des gisements riches en argent, où le cuivre gris et la pyragyrite s'associent à la galène, et des gisements pauvres en argent, où la galène ne contient pratiquement pas d'inclusions de cuivre gris. Mais ce problème ne peut être abordé dans le cadre trop étroit d'une étude sur le gisement d'Azegour.

CHAPITRE 12

COMPARAISONS ENTRE LE GISEMENT D'AZEGOUR ET D'AUTRES GISEMENTS

Avant de tenter une synthèse des observations faites sur le gisement d'Azegour, il est sans doute intéressant de signaler des points communs avec d'autres gisements connus dans le monde. Ceci aurait pu être fait au cours de l'exposé, il a paru cependant préférable de rassembler les comparaisons en un chapitre spécial, afin de mettre en lumière les grands traits qui font, des gisements de scheelite dans les calcaires métamorphiques, un groupe très homogène.

Si, considéré comme gîte de molybdénite, le gisement d'Azegour apparaît d'un type aberrant, par contre il entre naturellement dans le groupe des gîtes de scheelite. Ses caractères particuliers, notamment l'abondance simultanée de molybdénite, de scheelite et de chalcopyrite, et la double zonalité des calcaires métamorphiques et de la minéralisation, permettent d'entrevoir une unité profonde entre le métamorphisme granitique et la minéralisation. Métamorphisme de contact avec apport et minéralisation apparaissent inséparables, comme deux aspects d'un même phénomène. Par contre, le métamorphisme sans apport dans les schistes est sans relation avec la minéralisation ; il est sans doute inutile d'en rappeler les types classiques.

On se bornera ici à relever dans la littérature les caractères généraux des « provinces à tungstène » et les associations minérales typiques des gîtes de scheelite dans les calcaires métamorphiques, en soulignant chaque fois les similitudes et les divergences avec la « province à tungstène du Maroc » et, en particulier, avec le gisement d'Azegour qui en fait partie.

LE GISEMENT D'AZEGOUR ET LES GITES DE MOLYBDÉNITE

F. VON DER WEID [1941, b] a cherché à comparer le gisement d'Azegour aux gisements de molybdénite décrits dans la littérature. Il constate alors : « Sur un total d'une centaine de gisements, 60 à 70 sont filoniens,

que ce soit dans des filons de quartz, des aplites ou des pegmatites ; 25 % seulement sont des gîtes d'imprégnations, et parmi eux, 7 % seulement des imprégnations dans des roches encaissantes métamorphiques ». Les renseignements sur ces derniers sont très réduits et F. Von der Weid conclut (p. 73) : « Aucun d'eux n'a livré de grosses quantités de minerai. Certains n'ont même pas été exploités. On voit donc que la localisation de la molybdénite dans des roches telles que les grenatites d'Azegour est un phénomène assez exceptionnel, et la littérature ne donne aucune précision sur le mode de distribution du minerai dans ce cas, ni sur les lois qui règlent son dépôt. Il est plus que probable, étant donnée l'exploitation poussée du gisement d'Azegour, que ce dernier est de beaucoup le mieux connu parmi les rares gîtes de ce type ». E. Raguin [1949], H. Schneiderhohn [1941] donnent le seul gîte d'Azegour comme exemple de dépôt de molybdénite dans des calcaires métamorphiques.

Au total, ce n'est pas dans la littérature décrivant des gîtes de molybdénite que l'on peut puiser des éléments de comparaison avec le gisement d'Azegour. Par contre, les dépôts de scheelite dans les calcaires métamorphiques, découverts en grand nombre depuis quelques décades, grâce aux prospections à la lumière ultraviolette, présentent de nombreux points communs avec le gisement d'Azegour. On envisagera donc celui-ci comme un gîte de tungstène, dans lequel les sulfures associés, molybdénite et chalcopyrite, sont particulièrement abondants.

LES PROVINCES MÉTALLOGÉNIQUES À TUNGSTÈNE DU MAROC ET DES ÉTATS-UNIS

Le gisement d'Azegour s'inscrit dans la province métallogénique à tungstène en liaison avec les granites « hercyniens » du Maroc [Agard et Morin, 1949 ; Morin 1951]. Des indices de minéralisation en tungstène ont été découverts à proximité immédiate d'à peu près tous les affleurements de ces granites. Les gisements marocains de tungstène se rattachent à deux types : filons de quartz à wolframite et calcaires métamorphiques à scheelite. [*Cf.* Agard et Permingeat, 1952]. Il semble bien que ce soit la présence ou l'absence de calcaires au contact du granite qui détermine la forme du dépôt. Lorsque des calcaires sont présents, le tungstène est venu s'y déposer, et ce n'est qu'en l'absence de calcaires qu'apparaissent des filons de quartz à wolframite.

Ainsi, dans les Rehamna, au N et au S du granite de Ben Guerir, on rencontre un peu de scheelite dans des calcaires métamorphiques, tandis qu'à l'E, où il n'y a pas de calcaires, se trouvent les filons de quartz à wolframite et scheelite de Sidi bou Azzouz. Au N du granite des Zaër, le tungstène s'est déposé dans des calcaires métamorphiques à Sibara, tandis qu'au S il est dans des filons de quartz traversant des schistes [Agard et Ziegler, 1951]. Autour du granite d'Oulmès, il n'y a pas de calcaires, le tungstène s'est concentré dans des filons de quartz [Termier, Owodenko et Agard, 1950]. Il en va de même pour les autres gisements de tungstène du Maroc.

A Azegour, les calcaires sont relativement abondants, ils ont drainé toute la minéralisation tungstifère.

La province métallogénique à tungstène du Maroc est comparable à celle, beaucoup plus étendue, de l'Ouest des Etats-Unis. P. -F. Kerr [1946] a rassemblé les données sur les gisements de tungstène des Etats-Unis : sa synthèse a permis d'orienter les recherches au Maroc, où ont été retrouvés bien des faits qu'il signale. A son tour, l'exemple du Maroc a stimulé les recherches de scheelite en France [Destombes, Guitard et Lougnon, 1951].

Association avec les roches éruptives

Les gîtes de tungstène apparaissent toujours en liaison étroite avec des roches éruptives acides. Dans l'Ouest des Etats-Unis : « Les observations montrent que le granite et le granodiorite sont les deux types les plus communs de roches associées. Par endroits la monzonite et la monzonite quartzique sont aussi dominantes. La diorite existe à proximité immédiate de certains gisements de tungstène, mais probablement pas en liaison génétique directe. La syénite a été signalée dans les massifs éruptifs voisins, mais la relation est incertaine. En l'absence de preuves substantielles, l'étroite association du quartz et des minéraux de tungstène rend problématique une liaison avec des syénites. Les roches basiques paraissent notoirement sans relation » [Kerr, 1946, p. 23].

Il en est de même au Maroc : les gîtes de tungstène sont liés aux massifs granitiques et visiblement sans relation avec les roches basiques. Dans la région d'Azegour, on ne trouve pas de tungstène autour des petits massifs dioritiques ; c'est le granite qui a apporté la minéralisation en tungstène et molybdène, et s'il y a une relation génétique entre le granite et les roches dioritiques, elle est plus profonde, plus lointaine, que la séparation de la minéralisation. La syénite ne se trouve que très localement en quantités insignifiantes ; cependant sa formation à partir du granite, par perte de silice et de soude, au contact des calcaires, soulève une question intéressante : un tel phénomène n'a-t-il pas pu se produire à une échelle beaucoup plus grande en fournissant des quantités considérables de silice ? Quel serait alors le rôle de cette silice dans la minéralisation ? On est en droit de se le demander lorsqu'on a observé que les seules parties minéralisées en molybdénite du granite d'Azegour sont aussi syénitisées.

On notera en passant que le granite d'Azegour a une composition chimique presque identique à celle du granite de la mine Ima (Idaho) [Kerr, 1946, p. 24], où sont exploités des filons de quartz à huebnerite associée à de nombreux sulfures : pyrite, blende, chalcopyrite, bornite, molybdénite, panabase argentifère.

DIVERS TYPES DE GITES DE TUNGSTÈNE

P.-F. Kerr [1946] distingue cinq types de gîtes de tungstène : pegmatites, filons de quartz, scheelite dans des roches à silicates calciques, dépôts de sources thermales, placers.

1 — Pegmatites

Elles contiennent soit de la wolframite, par exemple à Nigger Hill (South Dakota), soit de la scheelite par exemple à Oreana (Nevada). Les minéraux de tungstène sont toujours tardifs et P.-F. Kerr conclut : « Dans les pegmatites la phase de dépôt du tungstène est étroitement liée à la période où la pegmatite passe à un filon de haute température. ».

Au Maroc, on ne connaît pas de pegmatite à scheelite. Par contre, dans le Tifnout, il existe des pegmatites à molybdénite, mais ne contenant pas de tungstène. A Sidi Bou Othmane (Jebilet) [Permingeat, 1951, 1952], les pegmatites ne contiennent ni molybdénite, ni scheelite ou wolframite ; par contre, dans les grenatites, la scheelite est dispersée tandis que la molybdénite est liée à des filonnets quartzo-feldspathiques sans continuité, à allure pegmatitique.

Le tungstène a une tendance beaucoup plus nette que le molybdène à se séparer des roches éruptives. On connaît des imprégnations de molybdénite dans les granites : le plus grand gisement du monde, celui de Climax, est de ce type. Par contre, on n'a trouvé que des traces de scheelite très localisées dans la masse des roches éruptives. Azegour ne fait pas exception à cette règle : il n'y a pas de minéralisation en tungstène dans le granite ; les pegmatites et les aplites ne contiennent ni scheelite, ni wolframite. Mais la différence de comportement entre le molybdène et le tungstène, vis-à-vis des roches éruptives, amène à poser la question : le dépôt de la molybdénite ne serait-il pas antérieur à celui de la scheelite dans les grenatites ?

On observe en effet que les concentrations de ces deux minéraux sont nettement séparées ; plus exactement, les grenatites à grossulaire et duparcite minéralisées en molybdénite ne contiennent pas du tout de scheelite, tandis que les grenatites à andradite minéralisées en scheelite renferment presque toujours au moins des traces de molybdénite. Par ailleurs il est probable que les fluides pegmatitiques ont été drainés par les calcaires, et la présence d'allanite tant dans les pegmatites que dans certaines grenatites fournit un argument en faveur de cette assertion.

On peut alors supposer que le molybdène a été apporté avec les fluides pegmatitiques et s'est déposé aussitôt dans les grenatites à grossulaire en formation, tandis que le tungstène ne serait arrivé qu'un peu plus tard, avec de grandes quantités de fer, alors que la phase pegmatitique évoluait vers la phase hydrothermale. Ainsi s'expliquerait la séparation, très frappante à Azegour, de la molybdénite d'une part, de la scheelite, de la pyrite et de la chalcopyrite d'autre part : elle se serait produite très tôt, dans le domaine même d'évolution du granite et non pas seulement à l'intérieur des masses de roches à silicates calciques. Le fait que la molybdénite existe plus loin du granite que la scheelite, ne constitue pas un argument contre l'hypothèse précédente : les fluides hydrothermaux tungstifères de haute température ont pu être beaucoup moins abondants que les « fluides pegmatitiques » molybdifères. Cependant, il ne faut pas perdre de vue que les pegmatites et les aplites d'Azegour ne contiennent pas même des traces de molybdénite, et que le dépôt de celle-ci correspond à la fin de la formation des grenatites et s'est parfois produit dans des fissures après un dépôt de pyrrhotine et de blende. Au total, on ne dispose d'aucun argument sérieux pour étayer l'hypothèse, au départ séduisante, d'un apport de molybdène au cours de la phase pegmatitique, précédant une phase hydrothermale de haute température avec apport de silice, de fer et de tungstène.

A la mine de Quixaba (Paraiba, Brésil) de nombreux dikes de pegmatites recoupent les zones minéralisées en scheelite ; quelques-uns contiennent « un peu d'épidote, de grenat et de scheelite, mais il paraît vraisemblable que ces minéraux ont été introduits dans les pegmatites en même temps qu'ils remplaçaient le calcaire, plutôt que les pegmatites elles-mêmes soient les agents de minéralisation. Il n'a pas été observé de scheelite dans les filons de quartz de cette mine ». [Johnston et Vasconcellos, 1945]. De même, un grand filon de pegmatite, à la mine de Cafuca (Rio Grande do Norte, Brésil) paraît n'avoir aucun rapport avec la minéralisation en scheelite dans les calcaires métamorphiques.

Par contre P.-F. Kerr [1946, p. 26] pense « qu'il y a une relation plus générale entre les dikes d'aplite, qui sont des produits tardifs de l'intrusion granitique, et le dépôt de tungstène, qu'on ne l'a ordinairement admis ».

Il cite en particulier l'exemple de House Moutains (Utah) où des dikes, recoupant des calcaires, sont bordés par une frange de tactite à scheelite formée par interaction entre le calcaire et les solutions responsables des aplites. Il admet encore qu'à Trumbull (Connecticut) la minéralisation en scheelite dans des calcaires métamorphiques est due « aux émanations d'une vaste pegmatite horizontale sous-jacente.

Cependant E. S. Willbourn et T. Ingham [1933] pensent qu'à Kramat Pulai (Malaisie), les aplites n'ont joué qu'un rôle passif : « Les solutions minéralisatrices sont montées par les fissures, le long des épontes des filons d'aplite, réouvertes par de nouveaux mouvements ».

Dans le massif du Tichka (Maroc) la minéralisation est liée à des filons de quartz, tributaires de grandes apophyses granitiques [Bizard et Ziegler, 1955].

A Azegour, on ne connaît pas de dikes d'aplites ou de pegmatites ou de granite, recoupant les calcaires. On a alors pensé que les filons de porphyres avaient servi de voie d'amenée aux solutions minéralisatrices. Mais les travaux miniers ont démenti cette hypothèse, et on doit admettre que les filons de porphyre sont postérieurs à la minéralisation.

2 — Filons de quartz

Dans les filons de quartz, le tungstène se trouve soit sous forme de scheelite, soit sous forme de wolframite (ou d'un des termes extrêmes de la série : huebnérite ou ferbérite). La scheelite peut être le seul minéral de tungstène. Ce cas est fréquent aux Etats-Unis et P.-F. Kerr [1946, p. 33] note : « Dans des régions entières, la scheelite peut être le minéral de tungstène dominant, non seulement dans les gisements de métamorphisme de contact mais aussi dans les filons de quartz ». Souvent la wolframite est le minéral de tungstène de beaucoup le plus abondant, mais on trouve presque toujours au moins des traces de scheelite.

Par exemple, au Maroc, les filons de quartz à wolframite du Zguit [Termier, Owodenko et Agard, 1950] et ceux de Tafraoute [Leblanc, 1952] contiennent un peu de scheelite. Les filons de Sidi bou Azzouz (Rehamna) renferment à peu près autant de scheelite et de wolframite.

Le tungstène a une affinité particulière pour le calcium. F. L. Hess et W. T. Schaller [1914] ont noté qu'en la présence simultanée de fer et de calcium il se forme vraisemblablement de la scheelite ; la wolframite apparaît là où il y a déficit en calcium. Ainsi, les gisements de tungstène dans les calcaires métamorphiques ne contiennent pas de wolframite, bien

que le fer y soit abondant, aussi bien dans les silicates que sous forme de sulfures. A Azegour, on n'a pas trouvé trace de wolframite ; les lentilles quartzeuses dans les roches à silicates calciques contiennent tout au plus quelques cristaux de scheelite. Les rares filons de quartz dans les schistes sont stériles.

3 — Scheelite dans des roches à silicates calciques

Les gisements de ce type sont très nombreux. Chaque fois que des calcaires, arrivant à proximité immédiate de roches granitiques d'une province à tungstène, sont transformés en roches à silicates calciques, on doit s'attendre à y trouver de la scheelite. Cette règle a été vérifiée bien des fois au Maroc, comme dans l'Ouest des Etats-Unis.

Dans les Etats de Paraïba et de Rio Grande do Norte (Brésil) des micaschistes contenant des passées calcaires ont été envahis par de grands batholites granitiques suivis par d'innombrables filons de pegmatites exploités pour la cassitérite, la tantalite et le béryl ; W. D. Johnston Jr et F. Moacyr de Vasconcellos [1945] rapportent que plus de 60 gisements de scheelite sont connus sur une superficie de 15 000 km² et prévoient la découverte de nombreux autres gisements, puisque des formations analogues se rencontrent sur 100 000 km². D'autres gisements de ce type, existent en Australie [Edwards, Baker et Callow, 1956], en Suède (Yxjöberg), en Asie dans la région de Tachkent, dans le massif de l'Altaï, etc...

Dans les Pyrénées, J. P. Destombes, G. Guitard et J. Lougnon [1951] ont découvert plusieurs gisements de scheelite dans des calcaires métamorphiques et prévu que « l'existence d'une minéralisation en tungstène en relation avec des granites hercyniens constitue un phénomène d'une certaine généralité ».

Tous ces gisements de contact sont caractérisés par l'association grenat-épidote-quartz-scheelite. P.-F. Kerr [1946], note que « l'abondance relative de ces minéraux varie beaucoup, même à l'intérieur d'un même gisement ; mais l'association est caractéristique... La clinozoïsite, la zoïsite, l'idocrase, l'hédenbergite ou un autre pyroxène, la wollastonite, la trémolite et la hornblende peuvent dominer dans certaines localités , mais sont généralement subordonnés.

P.-F. Kerr [1946], distingue trois stades dans le métamorphisme des calcaires :

a) *Marmorisation* — La calcite a recristallisé. Les calcaires bleus ou gris sont souvent décolorés. La composition chimique ne varie pas sensiblement. Cependant, il y a parfois une forte silicification ; par exemple à Bingham (Utah), les teneurs en silice et en magnésie augmentent considérablement. A Azegour, la marmorisation des calcaires s'est produite déjà très loin du granite, mais les marbres subsistent parfois sans changement jusqu'au contact même du granite. Peut-être pourrait-on faire un rapprochement entre l'enrichissement en silice et magnésie observé à Bingham et le « front magnésien » à dolomie et quartz s'étendant entre les roches à silicates calciques et le massif calcaire dans la mine d'Azegour ?

b) *Métamorphisme initial* caractérisé par du « grenat rose ou crème » (fréquemment du grossulaire), de la wollastonite fibreuse (ou parfois de la

trémolite) et de l'idocrase pâle. C'est la « *zone pâle* » de F. L. Hess et E. S. Larsen [1920]. Il n'y a que très peu d'apport, et la scheelite est rare, non exploitable. Malheureusement, cette zone est souvent mal individualisée, des « noyaux », des lentilles à métamorphisme plus poussé apparaissant irrégulièrement. A Azegour, les lentilles de grenatites blondes, stériles, appartiennent typiquement à la « zone pâle ». Mais il est beaucoup plus difficile de dire si les grenatites à grossulaire et duparcite, minéralisées en molybdénite, doivent ou non lui être rattachées.

Il semble qu'on ne peut pas définir une « zone pâle » d'ensemble, c'est-à-dire relativement à un massif granitique, comme on distingue par exemple une zone de « schistes noduleux micacés ». On doit plutôt considérer chaque masse de roches à silicates calciques comme une unité indépendante, et chercher une zonalité dans chacune de ces unités. Les unes ne comportent alors que la « zone pâle », tandis que d'autres présentent, en outre, des parties dans lesquelles le remplacement a été plus poussé *(zone des silicates sombres)* ; enfin le remplacement peut parfois s'étendre à toute la masse. On touche ici à la question si complexe des apports dans les calcaires, notamment en fer et en silice, au cours du métamorphisme. On ne peut sans doute pas dire que les marbres ou la « zone pâle » représentent les premiers stades de métamorphisme des calcaires, mais simplement qu'ils correspondent à un métamorphisme sans apport ou presque, contrairement aux « zones à silicates sombres ».

c) *Remplacement avancé* — Il donne naissance à des roches formées principalement d'épidote ou de grenat et de quartz (tactites ou skarns, *Cf. note infrap.* p. 100), et contenant souvent de la scheelite en abondance.

La scheelite est irrégulièrement répartie dans les masses de tactites : des parties stériles voisinent avec des parties richement minéralisées. Mais on ne trouve guère dans la littérature de renseignements précis à ce sujet. A Azegour, il en va de même, mais on peut reconnaître une orientation des colonnes à scheelite, comme d'ailleurs de celles à molybdénite ou à chalcopyrite, due à la stratification primitive et peut être aussi aux directions tectoniques se traduisant dans les fissurations.

Aux Etats-Unis, les concentrations les plus riches en scheelite se trouvent dans des tactites à épidote ; cependant, les tactites à grenat minéralisées en scheelite sont plus répandues [Kerr, 1946, p. 59]. A Azegour, l'épidote est rare ; tout le minerai est constitué par des grenatites à andradite. Celles dans lesquelles on observe, en lames minces, un développement d'épidote ne montrent pas d'enrichissement en scheelite, et les rares épidosites sont stériles.

A Sidi bou Othmane (Jebilet) l'épidote est abondante, cependant la scheelite connue se trouve dans des grenatites, et un banc assez important de tactite à épidote, ne contient pas de scheelite, tout au moins à l'affleurement.

L'association de la scheelite avec un silicate calcique, épidote ou grenat, est très générale. On connaît cependant quelques gisements dans les

calcaires où la scheelite n'est pas liée à des silicates calciques. Le type extrême est probablement représenté par le gisement de Kramat Pulai, où la scheelite ne se trouve pas dans les grenatites, mais dans les marbres, associée à beaucoup de fluorine.

E. S. Willbourn et F. T. Ingham [1933], admettent que le dépôt s'est fait à une température plus basse que dans les gîtes de contact du type ordinaire, à cause d'une particulière abondance du fluor. A la mine de Sangdong (Corée), l'une des plus importantes du monde, la scheelite se trouve, avec une teneur atteignant 25 %, dans une roche formée de quartz (50 à 90 %), de biotite (jusqu'à 40 %), de fluorine (jusqu'à 10 %), d'apatite (jusqu'à 2 %) et de sulfures (jusqu'à 5 %) : pyrrhotine surtout, molybdénite, bismuthinite, chalcopyrite et pyrite. La roche minéralisée forme, avec des cornéennes à diopside, hornblende, quartz, sulfures, et de petites masses de grenatites stériles, une bande dans des calcaires, assez loin d'un massif granitique [Klepper, 1947].

On peut être tenté d'expliquer ces cas particuliers par le seul effet de la température de formation, et, par suite, de considérer systématiquement les gisements de scheelite dans des tactites comme des dépôts de haute température. Cependant, il est probable, que la nature et la quantité des « fluides » minéralisateurs ont joué un rôle aussi important que la température, tout au moins au-dessus d'un certain seuil de température. Ainsi à Azegour, on trouve des tactites depuis le contact du granite, jusque sur la bordure externe de la zone des schistes noduleux micacés où elles contiennent parfois encore de la scheelite, par exemple au village d'Adrhous.

Il est bien difficile de se faire une idée sur la composition des « fluides » minéralisateurs et d'une façon plus générale sur la nature des apports qui, des roches calcareuses initiales, ont conduit aux roches à silicates calciques, minéralisées ou non, que l'on observe. On ne dispose guère d'arguments pour choisir parmi les nombreuses théories qui ont été émises sur le rôle de l'eau, des halogènes, du soufre, des alcalins, etc... [*Cf.* Graton, 1940].

Certains auteurs ont nié tout apport, d'autres ont admis des apports les plus variés suivant l'élément qu'ils ont choisi comme repère fixe. Mais ce choix est incertain [*Cf.* Kerr, 1946 ; Turner, 1948]. A Azegour, il n'est guère possible de ne pas admettre un apport en fer dans les grenatites à andradite, en silice et aussi en soufre, en cuivre, en tungstène, en molybdène, en zinc... et un départ de gaz carbonique. Mais que dire de l'aluminium, du calcium et du magnésium ? Peut-on supposer que l'un quelconque de ces éléments n'a subi aucun déplacement au cours du métamorphisme et du dépôt de la minéralisation ? Pour établir un bilan des migrations d'éléments, il faut pouvoir fixer avec certitude la composition primitive des roches dans un volume donné. Ceci apparaît impossible à Azegour, à cause de l'irrégularité des formations et des plissements intenses qu'elles ont subis.

Pour les mêmes raisons, on ne peut vérifier la *loi des volumes égaux* de W. Lindgren. Cependant, du fait que les silicates calciques paraissent n'avoir subi aucune tension au cours de leur croissance et que les masses de grenatites sont parcourues par de très nombreuses « fissures de retrait »,

il est permis de penser qu'il y a eu une diminution de volume, au moins suffisante pour libérer les roches à silicates calciques des tensions qui se manifestent dans la recristallisation des schistes et des roches volcaniques voisines.

Les comparaisons ne peuvent être poussées très loin dans le détail avec des gisements qu'on n'a pas visité soi-même, car les auteurs envisagent les diverses questions sous des angles très différents. Il semble que le gisement d'Azegour est particulièrement remarquable par la zonalité des roches à silicates calciques et la répartition de la minéralisation entre ces diverses zones. On essaiera encore de préciser la nature des associations de minéraux métalliques observées dans les divers gisements de tungstène, après avoir cité deux types accessoires de gisements de tungstène sans rapport direct avec Azegour.

4 — Dépôts de sources thermales

Le tungstène se trouve dispersé dans des oxydes de fer ou de manganèse. Tel est le cas par exemple a Golconda [Kerr, 1940]. On ne connaît pas de semblables dépôts à Azegour ou ailleurs dans le Maroc ; tout au plus peut-on citer la présence de molybdène dans le minerai de manganèse de Mkoussa (P. Coisset, communication personnelle).

5 — Placers

La scheelite résiste bien à l'altération et se retrouve dans les alluvions et les éluvions au voisinage des gîtes de scheelite. Certains de ces placers ont été exploités, par exemple au Brésil [Johnston et Vasconcellos, 1945]. Des recherches dans les alluvions du cône de déjection de l'Ouadaker, effectuées par P. Frehring, n'ont rien révélé d'intéressant : traces de scheelite, pas de cassitérite.

LES ASSOCIATIONS MINÉRALES

Quartz

Dans tous ses gisements dépendant étroitement des roches éruptives, le tungstène apparaît lié au quartz. Il se trouve soit dans des filons de quartz, soit dans des roches riches en silice : roches à silicates calciques et parfois pegmatites. Seul peut être fait exception le gisement de Kramat Pulai où « le minerai est formé presque entièrement de fluorine et de scheelite » [Willbourn et Ingham, 1933]. Pour les gisements de scheelite dans des roches à silicates calciques P.-F. Kerr [1946, p. 34] note : « là où la silice n'a pas cristallisé en quantité suffisante, les dépôts de métamorphisme de contact doivent aussi vraisemblablement être pauvres en tungstène ». Cependant, dans ces dépôts, les accumulations de quartz ne contiennent souvent que des traces de scheelite. A Azegour, la minéralisation en scheelite s'est produite sans doute avec un apport considérable de silice, mais les lentilles de quartz s'individualisant au sein des grenatites miné-

ralisées, sont très pauvres en scheelite. Il s'agit probablement de cristallisations tardives de silice, alors que le tungstène était déjà à peu près totalement fixé.

C. Bizard et V. Ziegler [1955] ont insisté, dans leur étude des minéralisations du Tichka, sur l'étroite parenté entre les gîtes hypothermaux et pyrométasomatiques, en relation avec un même massif granitique. Ils ont décrit la formation de grenatites et de pyroxénites sur la bordure de filons de quartz ; de la scheelite se trouve aussi bien dans le quartz que dans les grenatites contiguës.

Micas et feldspaths

L'association de la scheelite avec l'épidote ou le grenat, dont il a déjà été question, est caractéristique des gîtes pyrométasomatiques. Les filons de quartz à scheelite ou wolframite contiennent souvent du mica, généralement de la muscovite, parfois des feldspaths ; ils font alors transition vers les pegmatites à scheelite.

Le gisement de Sangdong où le minerai est constitué essentiellement de quartz, de biotite, et de scheelite est probablement à rapprocher des filons de quartz [Klepper, 1947]. On a signalé des minéraux de tungstène dans des greisen, par exemple en Cornouailles. Au Maroc, dans le Jebel Ber Ramram (Jebilet), une apophyse de greisen à tourmaline renferme des traces de scheelite liées à du quartz.

A Azegour, comme dans tous les gisements pyrométasomatiques dans les calcaires, il n'y a pas de mica dans les minerais, ni dans les lentilles quartzeuses.

Pyroxènes

Les pyroxénites à diopside associées aux tactites à scheelite ne contiennent pas de tungstène. Ce fait a été bien observé à Azegour, comme dans le Tichka [Bizard et Ziegler, 1955]. P.-F. Kerr [1946] note comme peu commune l'association hornblende-scheelite et cite comme une exception le gîte de Cottonwood Canyon (Californie) où la scheelite se trouve dans une roche formée essentiellement d'une hornblende presque noire. A Azegour, le minerai normal de scheelite est une grenatite à andradite, mais il n'est pas rare que cette grenatite contienne une proportion notable d'hédenbergite et il existe même des pyroxénites à hédenbergite, ouralitisée ou non, minéralisées en scheelite.

Tourmaline

Souvent très abondante dans les gîtes pneumatolytiques, elle n'est pas du tout fréquente dans ceux de tungstène.

Pour les gisements de l'Ouest des Etats-Unis, P. F. Kerr [1946, p. 36], note : « Aux endroits où l'on trouve de la tourmaline, il n'y a que peu de scheelite ou pas du tout ». A Oulmès, le « royaume de la tourmaline » encercle la zone stannifère d'El Karit, tandis que les zones à filons tungstifères sont à peu près exemptes de tourmaline [Termier, Owodenko et Agard, 1950]. Dans les Jebilet, la tourmaline est très abondante autour des massifs granitiques de la

partie sud, en particulier dans les greisen du Ramram et d'el Mkacht, mais on ne connaît que des traces de scheelite au Ramram et aucun filon tungstifère ; tandis qu'au N, dans la zone métamorphique de Sidi bou Othmane, la tourmaline est peu fréquente, alors que la scheelite se trouve un peu partout dans les calcaires métamorphiques [Permingeat, 1951].

A Azegour, on ne rencontre que très peu de tourmaline et on ne connaît pas de minéral boré dans les calcaires métamorphiques.

Cassitérite

Elle appelle des remarques analogues à celles faites à propos de la tourmaline.

Aux Etats-Unis, « les gisements de tungstène sont, en général, notoirement dépourvus d'étain » [Kerr, 1946, p. 35]. A Oulmès, les concentrations en étain sont nettement séparées de celles en tungstène : « le wolfram peut coexister dans un même filon (zone de Tarmilet) avec la cassitérite, la molybdénite et le mispickel, mais dans ce cas, il n'est jamais très abondant » [Termier, Owodenko et Agard, 1950]. A Kramat Pulai (Birmanie) « on trouve de la cassitérite dans les dépôts de métamorphisme de contact, et dans le granite et les schistes, mais pas de tungstène », inversement le minerai de scheelite ne contient pas d'étain [Willbourn et Ingham, 1933]. Par contre, en Bolivie, de nombreux gisements contiennent à la fois de l'étain et du tungstène, quoique la « principale zone à tungstène » soit nettement différenciée de la « principale zone à étain » [Ahlfeld, 1941].

A Azegour, on n'a jamais trouvé de cassitérite, seules quelques analyses ont révélé des traces d'étain dans les minerais.

Fluorine

C'est un compagnon fréquent des minéraux de tungstène. Elle est signalée dans beaucoup de filons de quartz et dans la plupart des gisements pyrométasomatiques. Elle est abondante dans les pegmatites à scheelite d'Oreana (Nevada), dans le minerai de Kramat Pulai (Birmanie), dans les tactites à scheelite d'Yxjöberg (Suède). Cependant, elle n'existe, la plupart du temps, qu'en quantités insignifiantes dans les gisements pyrométasomatiques. A Azegour, on trouve des traces de fluorine un peu partout dans les grenatites, et localement des lentilles riches en fluorine dans lesquelles la scheelite est tantôt très abondante, tantôt totalement absente. On ne peut rien en conclure sur le rôle qu'aurait pu jouer le fluor dans les phénomènes de minéralisation.

Magnétite

Elle est fréquemment associée à la scheelite dans les gisements pyrométasomatiques.

Dans les mines d'Old Hickory et de Copper King (Utah), le minerai est caractérisé par l'association magnétite-grenat-scheelite ; il faut noter que dans ces deux mines, on a aussi exploité des grenatites à chalcopyrite [Kerr, 1946]. Au pic de Costabonna (Pyrénées) : « des amas de magnétite situés au contact du granite et du skarn sont riches en apatite et renferment de la scheelite en petits éléments disséminés » [Destombes, Guitard et Lougnon, 1951].

A Azegour, la magnétite se présente en pseudomorphoses d'oligiste dans les grenatites à scheelite, et surtout dans celles à pyrite et à chalcopyrite.

Béryllium

On trouve encore de la magnétite en abondance à Iron Moutain (New Mexico), d'une part dans une grenatite à scheelite, d'autre part dans une roche spéciale, appelée « roche rubannée », formée de fines bandes de silicates, mêlés de fluorine, alternant avec des bandes de magnétite. Les silicates sont des grenats et de l'idocrase béryllifère, et des minéraux de la série helvite-danalite [Jahns et Glass, 1944]. Ainsi le béryllium apparaît dans certains gisements de tungstène dans les calcaires métamorphiques sous une forme particulière. Le béryl, si fréquent dans les gîtes stannifères, n'est pas signalé dans les gîtes tungstifères. A Azegour, on n'a jamais décelé le béryllium ; certaines grenatites, formées de fines bandes alternées de fluorine et d'andradite jaune, rappellent quelque peu les « roches rubanées » de Iron Spring, mais ne contiennent pas de minéraux de la série helvite-danalite-genthelvite.

Sulfures

Les auteurs citent à peu près constamment, dans les gisements de tungstène : la molybdénite, la pyrrhotine, la pyrite, la chalcopyrite, le mispickel et la bismuthinite. Mais ces minéraux ne se trouvent généralement qu'en petites quantités.

Molybdénite — Les gîtes de molybdène sont différents de ceux de tungstène, dont ils sont bien souvent complètement dépourvus. Par contre dans presque tous les gisements de tungstène, on rencontre au moins des traces de molybdène. Celui-ci peut être présent sous deux formes soit comme sulfure (molybdénite), soit comme substituant du tungstène dans la série isomorphe scheelite-powellite. La molybdénite est beaucoup plus fréquente que la scheelite molybdifère, même dans les gîtes pyrométasomatiques. La différence de comportement du molybdène et du tungstène est frappante ; le premier a une affinité pour le soufre bien supérieure à celle du second : la molybdénite est courante, la tungsténite rare ; inversement la powellite est rare, sauf comme minéral d'altération, tandis que la scheelite et les minéraux de la série de la wolframite sont fréquents. Pour les minéraux de la zone d'oxydation, la wulfénite est beaucoup plus répandue que la stolzite. Dans certains gisements pyrométasomatiques, la scheelite présente des teneurs considérables en molybdène, par exemple jusqu'à 34,25 % MoO_3 contre 39,81 % WO_3, à la mine d'Old Hickory [Kerr, 1946, p. 111]. Cependant, les termes intermédiaires de la série scheelite-powellite sont rares.

La couleur de la fluorescence, permet de déceler de faibles teneurs en molybdène dans la scheelite. D'après R. Greenwood [1943], la scheelite exempte de molybdène a une fluorescence bleue, mais la couleur passe au blanc puis devient jaune dès 1 % Mo environ. Il arrive qu'on nomme powellite un minéral donnant une fluorescence jaune, alors qu'il s'agit souvent d'une scheelite ne contenant qu'un peu plus de 1 % Mo.

A Azegour, la teneur en molybdène de la scheelite est très faible, et la fluorescence est nettement bleue ; on trouve même parfois de la molybdénite en inclusions dans de la scheelite à peu près exempte de molybdène. Cependant, il existe des zones de minerai, dans lesquelles certains cristaux de scheelite ont une fluorescence jaune, ou des couches à fluorescence jaune intercalées dans un fond bleu. Sur les affleurements, la molybdénite s'altère souvent en powellite. Enfin, il paraît curieux que les zones d'oxydation des filons de plomb soient pratiquement dépourvues de wulfénite dans une région où le molybdène est largement répandu. On n'a jamais encore trouvé de stolzite.

La molybdénite est généralement peu abondante dans les gîtes pyrométasomatiques. Azegour est sans doute remarquable à ce sujet car le tonnage de molybdénite que l'on peut estimer d'après les travaux miniers est, pour l'ensemble de la région, nettement supérieur au tonnage de scheelite. Pour le seul centre d'Azegour, les quantités de molybdène et de tungstène sont du même ordre de grandeur, tandis que celle de cuivre est probablement de cinq à dix fois plus forte.

Non moins remarquable est la localisation de la molybdénite dans des grenatites à grossulaire et duparcite (idocrase ferrifère) alors que la scheelite se loge dans des grenatites à andradite. On peut parler d'un cortège du fer, comprenant la scheelite, la pyrite, la chalcopyrite, la blende. Tous ces minéraux se sont déposés dans des roches à silicates ferro-calciques (andradite, hédenbergite). La molybdénite s'est nettement séparée du fer ; elle n'a pas suivi les autres sulfures. Cependant, si les grenatites à molybdénite ne contiennent pas du tout de scheelite, les grenatites à scheelite renferment toujours un peu de molybdénite, mais celle-ci n'est pas allée plus loin dans la suite du fer puisqu'elle n'existe pas dans les minerais de cuivre. Je n'ai trouvé dans la littérature, aucune indication sur une semblable répartition zonaire de la molybdénite, de la scheelite et de la chalcopyrite dans des variétés particulières de roches à silicates calciques.

Il est pourtant fréquent que des gîtes de chalcopyrite accompagnent les gîtes de scheelite, en relation plus ou moins étroite.

Par exemple, les mines d'Old Hickory et de Copper King (Utah), ont été exploitées pour cuivre avant de l'être pour la scheelite. Dans les Pyrénées, la première scheelite connue, a été trouvée dans des recherches pour plomb et cuivre [*Cf.* Destombes, Guitard et Lougnon, 1951].

Pyrrhotine et pyrite — Ce sont les sulfures les plus fréquents dans les gisements de tungstène. Ils ne sont souvent présents qu'en très petite quantité ; cependant, dans certains gîtes de contact, ils sont très abondants.

Par exemple, les minerais sulfurés du Nord de la Suède contiennent du tungstène et du molybdène [Grip, 1951]. A la mine Ima (Idaho), les sulfures : pyrite, molybdénite, blende, chalcopyrite, galène, sont abondants, mais A. L. Anderson [1948] considère que leur dépôt s'est produit à un stade précédant le dépôt de huebnérite dans les filons de quartz.

A Azegour, la pyrite est presque aussi abondante que la chalcopyrite, elle se trouve dans des grenatites à andradite, qui assez souvent contiennent aussi de la scheelite. Il n'y a pas de pyrrhotine dans les minerais de

tungstène et d'une façon plus générale dans les roches à silicates calciques de la mine d'Azegour. Par contre, elle apparaît dans des grenatites à grossulaire, associée à de la blende, et dans des lentilles quartzeuses plus loin du granite.

Bismuth — Il est signalé dans de nombreux gîtes de tungstène, le plus souvent en traces, sous forme tantôt de bismuthinite, tantôt de bismuth natif.

Par exemple, en Bolivie, F. Ahlfeld [1941] distingue une « zone à bismuth » à côté de la « zone à tungstène ». D'après A. Lacroix [1910], la scheelite « constitue l'une des gangues des minerais de bismuth » à Meymac (Corrèze). A Raon-l'Etape et à Framont (Vosges), on trouve de la scheelite et aussi du bismuth natif [Geffroy, 1953]. G. Guitard et R. Pierrot [1957], ont signalé « plusieurs occurences de minéralisation bismuthifère, soit dans des tactites, soit dans des filons de quartz » au gisement de scheelite du Pic de Costabonne (Pyrénées).

A Azegour, le bismuth natif a été rencontré dans plusieurs fissures minéralisées du gisement. Ainsi, il n'est pas directement associé à la scheelite. Il paraît avoir été entraîné avec le cuivre, puis concentré comme résidu de dépôt de la chalcopyrite, avec toute une série d'éléments : zinc, uranium, cobalt, nickel, arsenic, antimoine, plomb et argent.

Blende — Le zinc est assez abondant à Azegour, où il s'est concentré, sous forme de blende ferrifère, en bordure des colonnes de chalcopyrite, surtout dans des dolomies quartzeuses qui représentent un front magnésien en avant des masses de silicates ferro-calciques.

Uranium

D'après J. Geffroy et J. A. Sarcia [1954], la pechblende ou l'uraninite n'existent pas « dans les paragenèses à cassitérite et wolfram » mais sont par contre « signalés assez souvent dans les gisements à molybdénite ou dans les gisements à molybdénite et sulfures de cuivre » ; « les métaux typiquement associés à l'uranium sont : le molybdène, le nickel, le cobalt, le bismuth ». A Azegour, les cassures à pechblende paraissent être tributaires des colonnes de chalcopyrite ; cependant ni le cobalt, ni le nickel, ni le bismuth, ni l'argent ne sont venus se concentrer dans ces cassures, et la paragenèse classique de l'uranium n'est pas réalisée dans le détail. On n'observe pas d'association directe tungstène-uranium. Par contre, les grenatites à molybdénite contiennent des traces d'uranium dispersé, mais aucune concentration.

Arséniures de cobalt, de nickel et de fer

Le cobalt est associé au cuivre dans les grands gisements du Katanga et de Rhodésie du Nord, où il se trouve sous forme de linnaeite. A Azegour, le cobalt est resté, en presque totalité, dispersé dans les minerais de cuivre

sous forme de fines inclusions de linnaeite dans la chalcopyrite ; tandis que le nickel est allé se concentrer dans des cassures sous forme d'arséniures associés au bismuth natif.

A Belelieta (Algérie), le minerai de scheelite est très chargé en arséniures de fer [Caillère et Kraut, 1947]. A Azegour, les grenatites à scheelite ne contiennent pas d'arséniures ; il n'apparaît des arséniures de fer et de nickel qu'en fin de dépôt de la blende et dans les cassures.

Barytine

Elle n'est pas fréquente dans les gisements de tungstène. P.-F. Kerr [1946] donne comme exceptionnelle l'association scheelite-barytine de Humboldt Canyon (Nevada) et signale la présence de petits filons de barytine au voisinage de certains gisements de tungstène dans les Osgood Range et Excelsior Range (Nevada). A Azegour, la barytine se trouve dans les amas de dolomie en bordure du massif calcaire et dans les cassures minéralisées, associée à la dolomie et au quartz. Elle s'est déposée très tardivement et n'est pas directement associée à la scheelite, ce qui est heureux du point de vue de la concentration gravimétrique du minerai.

Conclusion

Au total, le gisement d'Azegour réunit, dans un espace restreint, les diverses associations minérales signalées dans les gîtes de tungstène, bien souvent avec leurs modalités particulières. Il est caractérisé, parmi les gisements pyrométasomatiques de scheelite, par l'abondance de la molybdénite, de la pyrite, de la chalcopyrite et de la blende, réparties entre des zones pétrographiques bien définies dans l'ensemble.

Chapitre 13

CONCLUSIONS ET HYPOTHÈSES SUR LA MINÉRALISATION

Après avoir examiné séparément, dans les chapitres précédents, les roches éruptives, les roches métamorphiques et enfin la minéralisation, il faut tenter d'établir un lien entre les diverses observations et de raccorder entre elles les conclusions partielles déjà formulées.

C'est le granite qui donne à la région d'Azegour sa physionomie particulière ; tout s'ordonne autour de lui, aussi bien la minéralisation que le métamorphisme. La nature des roches dans lesquelles le granite est venu se loger intervient pour fixer dans le détail la répartition des minéralisations. Les calcaires ont joué ici un rôle primordial, et les diverses variétés de roches à silicates calciques qu'ils ont donné par métamorphisme règlent le dépôt de la molybdénite, de la scheelite et de la chalcopyrite. En partant de ces faits d'observation, on pourra enfin essayer de tracer les grandes lignes de l'évolution de la minéralisation.

Influence du granite sur la répartition de la minéralisation

La minéralisation présente, dans la région d'Azegour, une zonalité nette (*Cf.* chap. 9) :

La molybdénite, la scheelite et les amas de chalcopyrite sont localisés strictement autour du granite, dans son auréole de métamorphisme de contact, c'est-à-dire à moins de 1,5 km de l'affleurement granitique. Par contre, cette auréole ne renferme pratiquement pas de filon plombo-zincifère.

— Inversement, au-delà de l'auréole de métamorphisme de contact, les filons plombo-zincifères abondent.

Une telle zonalité met en évidence :

1° Une liaison étroite entre le granite et la minéralisation en molyb-

dène, tungstène et cuivre, permettant d'envisager avec beaucoup de vraisemblance l'hypothèse que le granite a effectivement apporté cette minéralisation.

2° Dans le cas de la minéralisation plombo-zincifère, la liaison directe avec le granite s'estompe très rapidement. S'il paraît logique de penser que les gisements plombo-zincifères au N d'Azegour proviennent du granite, il est difficile d'imaginer que, par exemple, le filon de l'Asif el Mal en est aussi issu.

3° Même si l'on admet que le granite n'a pas apporté la minéralisation plombo-zincifère, on est obligé de constater qu'il a influé sur sa répartition. C'est-à-dire que le granite a créé, à son voisinage, des conditions particulières qui n'ont pas permis la formation de filons plombo-zincifères.

Tableau XX

Succession des phénomènes (de bas en haut) de mise en place des roches éruptives et de la minéralisation dans la région d'Azegour.

Porphyres « sans quartz » et diorites quartziques (?)	
	— Principale minéralisation en Pb-Zn (?)
Porphyres quartziques	— Cassures à remplissage de barytine
	— Minéralisation dans les cassures
	— Altération de pyroxénites
	— Dépôt de blende et dolomie
Début du refoidissement	
Fissuration. Aplites	— Formation des roches à silicates calciques et dépôt de Mo-W-Cu
Formation des pegmatites.	
Mise en place du granite	— Début du métamorphisme
Phase majeure de plissement.	

Age de la minéralisation

La remarque précédente entraîne la conclusion que la minéralisation plombo-zincifère date de la même époque que le granite, au même titre que la minéralisation en molybdène-tungstène et cuivre. C'est-à-dire que l'ensemble de la minéralisation de la région d'Azegour est « hercynienne ». Le tableau XX donne l'ordre de succession des phénomènes de mise en place des roches éruptives et de la minéralisation dans la région d'Azegour.

A ce sujet, il est nécessaire d'insister un peu sur deux questions qui ont été controversées.

1 — F. Von der Weid [1941, b] a admis que la minéralisation cuprifère des pyroxénites est antérieure au granite. On ne peut accepter une telle hypothèse qui, d'une part ne permet pas d'expliquer la localisation des amas cuprifères, et d'autre part se trouve en contradiction avec l'association étroite molybdénite-scheelite-chalcopyrite, mise en évidence dans la mine d'Azegour.

2 — On évoque bien souvent une minéralisation plombo-zincifère d'âge tertiaire dans le Haut Atlas de Marrakech, par analogie avec le Maroc oriental et le Haut Atlas oriental. Cette question est beaucoup trop vaste pour être discutée ici. Mais il n'est pas possible d'accepter que, par extension, on admette un âge tertiaire pour la minéralisation plombo-zincifère de la région d'Azegour, alors que toutes les observations tendent à montrer qu'elle est « hercynienne ».

A ce qui a été dit, on ajoutera encore que les filons plombo-zincifères ne remontent jamais dans le Crétacé recouvrant le socle paléozoïque. Même le long des grands accidents atlasiques, comme ceux de Medinet ou d'Amismiz, les indices minéralisés en plomb et zinc se trouvent exclusivement dans les terrains paléozoïques. Par exemple, à la mine de l'Asif el Mal, il est bien difficile d'admettre qu'une minéralisation alpine soit venue constituer des filons importants dans des schistes imperméables sans jamais pénétrer dans les calcaires ou les grès crétacés adjacents, *a priori* beaucoup plus favorables pour recevoir une minéralisation plombo-zincifère à gangue quartzo-carbonatée. On peut même semble-t-il, au moins dans ce cas, aller plus loin, et penser que depuis le Permo-Trias, il n'y a pas eu, dans la région d'Azegour, d'activité hydrothermale de quelque ampleur. Aucun magma, proche ou lointain, n'a fait ressentir ses effets depuis l'époque « hercynienne ».

Des déterminations d'âge ont été effectuées sur des galènes et ont donné comme « âges conventionnels » : 440 ± 10 millions d'années pour la galène de l'Erdouz et 520 ± 70 millions d'années pour la galène du filon de l'Ouicheddène (Gundafa) [Choubert, Eberhardt, Geiss, Houtermans et Signer, 1956]. Si l'on prend ces chiffres comme âges absolus des gisements, celui de l'Erdouz serait cambrien et celui des Gundafa, cambrien ou précambrien. Ceci paraît inacceptable. On sait d'ailleurs que les hypothèses à la base de la détermination de l'âge conventionnel des galènes, sont nombreuses et liées à des facteurs incontrôlables. La détermination de l'âge de la pechblende d'Azegour (1) donnera de meilleurs résultats, si toutefois il n'y a pas eu des remaniements de l'uranium.

Influence de la nature des roches métamorphiques sur la répartition de la minéralisation

La minéralisation plombo-zincifère, loin du granite, prend la forme filonienne. Sa répartition est régie par la fracturation des roches ; elle est relativement indépendante de la nature de ces roches. On rencontre des filons aussi bien dans les schistes que dans les grès ou les calcaires.

Par contre, la minéralisation en molybdène, tungstène et cuivre, au voisinage du granite est strictement localisée dans les calcaires métamorphiques. Les schistes et les roches du complexe volcanique, également métamorphiques, sont stériles.

(1) En cours, mais résultats non encore parvenus. Pour le granite, la question de l'âge absolu est envisagée dans le cadre de l'étude des feldspaths.

On doit faire un rapprochement avec les modalités du métamorphisme de contact. Dans les schistes et les roches du complexe volcanique, le métamorphisme n'a donné lieu qu'à de simples recristallisations, sans apport de substances étrangères à la roche, mis à part les schistes feldspathisés et les cornéennes à muscovite dont l'extension est très limitée. Il en est de même dans les calcaires simplement recristallisés et dans les marbres à diopside ou à scapolite. Mais toutes ces roches sont également stériles.

Par contre, dans les roches à silicates calciques, où est confinée la minéralisation en molybdène, tungstène et cuivre, les apports au cours du métamorphisme sont évidents, tout au moins pour le fer et la silice.

Il apparaît ainsi que les apports au cours du métamorphisme de contact sont inséparables de la minéralisation. Cette unité est confirmée par l'étude de la minéralisation des roches à silicates calciques de la mine d'Azegour. En outre, comme il est normal de voir dans le granite l'origine des apports au cours du métamorphisme, on doit aussi dire que la minéralisation en molybdène, tungstène et cuivre provient directement du granite.

RÉPARTITION DE LA MINÉRALISATION DANS LES ROCHES À SILICATES CALCIQUES

Des observations faites sur les minerais de la mine d'Azegour (chap. 10 et 11), il résulte que la répartition de la minéralisation dans les roches à silicates calciques présente deux caractères dominants :

— Les concentrations en molybdénite, en scheelite et en chalcopyrite sont nettement séparées.

— Chacun de ces minéraux se trouve typiquement dans une variété particulière de roche à silicate calcique :

la molybdénite dans des grenatites à grossulaire et duparcite ;

la scheelite dans des grenatites grenues à andradite ;

la chalcopyrite dans des pyroxénites à hédenbergite plus ou moins ouralitisée.

Mais les observations permettent de pousser plus loin l'analyse de l'évolution de la minéralisation.

1 — Minerais de molybdénite

– Dans les grenatites à grossulaire et duparcite la molybdénite est pratiquement le seul minéral métallique ; il n'y a notamment ni scheelite, ni chalcopyrite, ni pyrite. Cependant des traces d'uranium paraissent accompagner le molybdène, mais cet uranium est resté dispersé.

— Lorsque la grenatite devient ferrifère, c'est-à-dire que le constituant essentiel passe du grossulaire à l'andradite, la molybdénite est moins abondante, toujours en fines paillettes, et la scheelite apparaît.

— Lorsque la quantité de duparcite augmente beaucoup, la molybdénite n'est jamais très abondante. Les idocrasites à duparcite contiennent toujours de la molybdénite, mais seulement en petite quantité et sous forme de fines paillettes.

– La molybdénite a commencé à se déposer avant la fin de la formation des grenatites, c'est-à-dire au cours du métamorphisme. Elle est en quelque sorte un constituant accessoire de la roche. Elle ne provient pas d'une minéralisation introduite postérieurement dans la roche.

– La continuité entre les fissures microscopiques contenant des lamelles de molybdénite dans les grenatites à molybdénite dispersée et les fissures macroscopiques à remplissage de molybdénite des grenatites compactes et, à plus grande échelle, de toutes les grenatites à molybdénite, montre que le dépôt de la molybdénite s'est poursuivi, au moins localement, un peu au-delà de la formation des grenatites. Les « solutions » résiduelles de cette formation étaient occasionnellement riches en molybdène. Il y a eu concentration progressive dans les fissures au fur et à mesure du développement des grenats, et non comme on serait tenté de le penser, arrivée de solutions minéralisatrices par les fissures d'une grenatite déjà constituée.

— Dans cette hypothèse il est facile d'interpréter la présence de molybdénite dans le granite syénitisé ou chloritisé et dans les marbres chloritisés, puisque ces roches se trouvent uniquement, et en masses peu importantes, au contact des grenatites à molybdénite. Ce sont les « solutions » résiduelles des grenatites à molybdénite qui ont légèrement débordé. Le fait le plus remarquable est que justement la molybdénite ne s'éloigne jamais des grenatites à grossulaire et duparcite. En outre, la présence de la molybdénite dans la zone de réaction entre le granite et les grenatites, alors qu'elle est totalement absente dans le granite franc, montre encore que le molybdène se trouvait déjà sur place lors de la formation des roches.

– L'altération subie par certaines grenatites à grossulaire et duparcite est postérieure au dépôt de la molybdénite. Cette altération est un phénomène de rétromorphisme, qui s'est produit au cours du refroidissement des roches. Il en résulte que le dépôt de la molybdénite n'a pas pu se prolonger beaucoup au-delà de la formation des grenatites.

2 — Minerais de scheelite

— La scheelite se trouve typiquement dans des grenatites à structure grenue, constituées par de l'andradite, relativement riches en petits nodules de calcite, mais ne contenant pas d'idocrase.

— Le minerai normal de scheelite contient des traces de molybdénite, alors que le minerai normal de molybdénite ne contenait pas du tout de scheelite. Cependant la coupure entre les concentrations de ces deux minéraux est très nette : il n'existe pas de véritables minerais mixtes.

— Par contre il se trouve des grenatites à pyrite riches en scheelite. Mais il est remarquable que ces minerais mixtes sont toujours situés entre les concentrations de scheelite et celles de chalcopyrite, jamais entre les concentrations de scheelite et celles de molybdénite.

— La minéralisation en scheelite s'étend d'ailleurs dans des grenatites à hédenbergite et atteint localement les pyroxénites à hédenbergite, où l'on peut observer occasionnellement son association avec la chalcopyrite. La chalcopyrite a alors cristallisé après la scheelite.

— L'association scheelite-fluorine ne se rencontre que sporadiquement, dans de petites lentilles au sein des grenatites à scheelite. On ne peut, par conséquent, lui attribuer aucune signification génétique valable pour l'ensemble du gisement.

— Le dépôt de la scheelite a commencé avant la fin de la formation des grenatites. Elle ne s'est guère poursuivie au-delà. La scheelite s'est beaucoup moins concentrée dans les fissures en fin de dépôt, que ne l'a fait la molybdénite.

— L'altération des grenatites à andradite, corrélative du rétromorphisme est nettement postérieure au dépôt de la scheelite.

— Lorsque les grenatites à scheelite sont envahies par des filonnets de dolomie, ceux-ci sont postérieurs à la cristallisation de la scheelite.

3 — Minerais de chalcopyrite

— La chalcopyrite apparaît comme un constituant accessoire des pyroxénites à hédenbergite. Elle a cristallisé avant la fin de la formation des pyroxènes. Elle occupe une place analogue à celle de la molybdénite et de la scheelite dans les grenatites.

— Mais de plus, il est souvent ici possible de reconnaître nettement une progression du métamorphisme après le dépôt de la chalcopyrite. Des

grenats ferrifères se sont développés aux dépens de pyroxénites déjà minéralisées en chalcopyrite. Il n'est guère douteux que certaines grenatites à chalcopyrite se sont formées de cette manière. Mais pour d'autres, aucune observation ne permet de soutenir une telle interprétation et on doit plutôt admettre qu'elles se sont constituées directement comme les grenatites à pyrite auxquelles elles passent d'ailleurs souvent progressivement. Cependant, on ne doit pas oublier que les grenatites à chalcopyrite se trouvent toujours en bordure des pyroxénites, et lorsqu'il y a des grenatites à pyrite, entre celles-ci et les pyroxénites, jamais à l'opposé.

— Les pyroxénites à chalcopyrite ont très souvent subi une altération en amphibolite à ouralite sous l'action de solutions apportant de la dolomie et du quartz. La chalcopyrite n'a pas été altérée.

— Cet équilibre entre la chalcopyrite, la dolomie et le quartz, se retrouve dans les masses de dolomie quartzeuse, minéralisées en chalcopyrite, existant localement entre les pyroxénites à chalcopyrite et le massif calcaire. Dans ces masses de dolomie quartzeuse, la blende est étroitement associée à la chalcopyrite, et tous les intermédiaires existent entre des dolomies à chalcopyrite sans blende et des dolomies à blende presque exemptes de chalcopyrite qui représentent le terme de l'évolution de ces minerais.

— Les dolomies à chalcopyrite et blende ont sans doute été déposées par des solutions résiduelles de la formation des pyroxénites à chalcopyrite. A ces solutions sont également attribuables les faibles dépôts de chalcopyrite dans des roches à calcite dominante, dans les géodes des calcaires et probablement la formation même de ces géodes.

— La minéralisation est extrêmement simple dans les pyroxénites cuprifères qui constituent le minerai typique de cuivre. La chalcopyrite n'est accompagnée que d'un peu d'oligiste plus ou moins pseudomorphosé en magnétite, de traces de pyrite et parfois de blende. Elle contient constamment de fines et rares inclusions de linnaeite.

— Mais il existe des minerais mixtes contenant à la fois pyrite et chalcopyrite. Ces minerais sont constitués par des grenatites ; ils font transition entre les pyroxénites à chalcopyrite et les grenatites à scheelite.

— La chalcopyrite accompagne toujours en faible quantité les concentrations de pyrrhotine ; mais il n'y a jamais dans ces cas de forts enrichissements en chalcopyrite.

— La formation de minerai à bornite et chalcosine, en étroite dépendance de pyroxénites à chalcopyrite, représente un cas particulier aberrant s'écartant de l'évolution normale de la minéralisation d'Azegour.

4 La blende, la galène, les minéraux accessoires et la minéralisation filonienne complexe

— La blende présente deux faciès différents : blende noire ferrifère, riche en fines inclusions de chalcopyrite et blende claire, exempte d'inclusions.

La blende noire est celle des masses de dolomie quartzeuse, étroitement tributaires des colonnes de chalcopyrite. La première déposée est très riche en inclusions de chalcopyrite, tandis qu'en fin de dépôt les inclusions de chalcopyrite sont beaucoup moins abondantes, mais il apparaît du mispickel sur la bordure des grains de blende. Ce phénomène esquisse sans doute l'évolution qui a abouti à la formation des filons à minéralisation complexe où les arséniures sont abondants.

Ces filons contiennent aussi un peu de blende noire à inclusions de chalcopyrite, mais surtout de la blende claire. La blende claire se trouve typiquement associée à la galène, dans les petits filons aux alentours des colonnes de chalcopyrite ; elle accompagne souvent les arséniures de nickel. Enfin, la blende des filons plombo-zincifères, loin du granite, est également une blende claire.

— La galène, absente des minerais de molybdénite, de scheelite et de chalcopyrite, n'apparaît à Azegour que dans la minéralisation des cassures. Il s'en trouve un peu avec la pechblende mais ce n'est que dans certains filons à minéralisation complexe qu'elle s'est concentrée. Elle représente sans doute, avec les minéraux des gangues : dolomie, quartz et barytine, le terme ultime de l'évolution de l'ensemble de la minéralisation d'Azegour.

Il n'y a pas de galène dans les masses de dolomie à chalcopyrite et blende, ni dans les dépôts géodiques dans les calcaires contigus. Il n'y en a pas non plus dans les pyroxénites à blende, où la blende est d'ailleurs claire, exempte de chalcopyrite, bien que ces pyroxénites se trouvent en bordure des colonnes de pyroxénites à chalcopyrite. On doit dès lors penser que dans ces deux cas, il s'agit d'une évolution latérale particulière des solutions résiduelles de la formation des pyroxénites à chalcopyrite, tandis que la ligne principale se poursuivait dans les formations filoniennes jusqu'au dépôt de la galène.

— Les arséniures de cobalt, nickel et fer se rencontrent à diverses étapes de la minéralisation. Le cobalt est resté à peu près entièrement dispersé dans les minerais de cuivre, tandis que le nickel est allé se concentrer dans les fissures où le bismuth natif l'accompagne. Les arséniures de fer se sont formés en fin de dépôt de la blende dans les masses de dolomie, et des arséniures de nickel dans les formations filoniennes complexes.

L'ÉVOLUTION DES ROCHES À SILICATES CALCIQUES ET LA MISE EN PLACE DE LA MINÉRALISATION

La mise en place de la minéralisation en molybdène, tungstène et cuivre, est inséparable de l'évolution des roches à silicates calciques. Autrement dit, ces trois métaux et les éléments accessoires qui les accompagnent ont été apportés dans les calcaires par les émanations granitiques qui ont causé la formation des roches à silicates calciques.

Il n'est guère douteux que ces émanations ont changé de composition au cours du métamorphisme. Les premières avaient probablement une nature pegmatitique, mais elle n'ont guère laissé de traces dans les calcaires métamorphiques. Ce qui importe ici, ce sont les apports subséquents, riches en fer et en silice, qui contenaient la minéralisation et qui ont fourni la majeure partie des éléments nécessaires pour transformer les roches calcaires en roches à silicates calciques.

On peut dresser un tableau très schématique (tableau XXI) de la répartition des roches à silicates calciques et de la minéralisation dans la mine d'Azegour ; il met en évidence les grandes lignes de leur évolution.

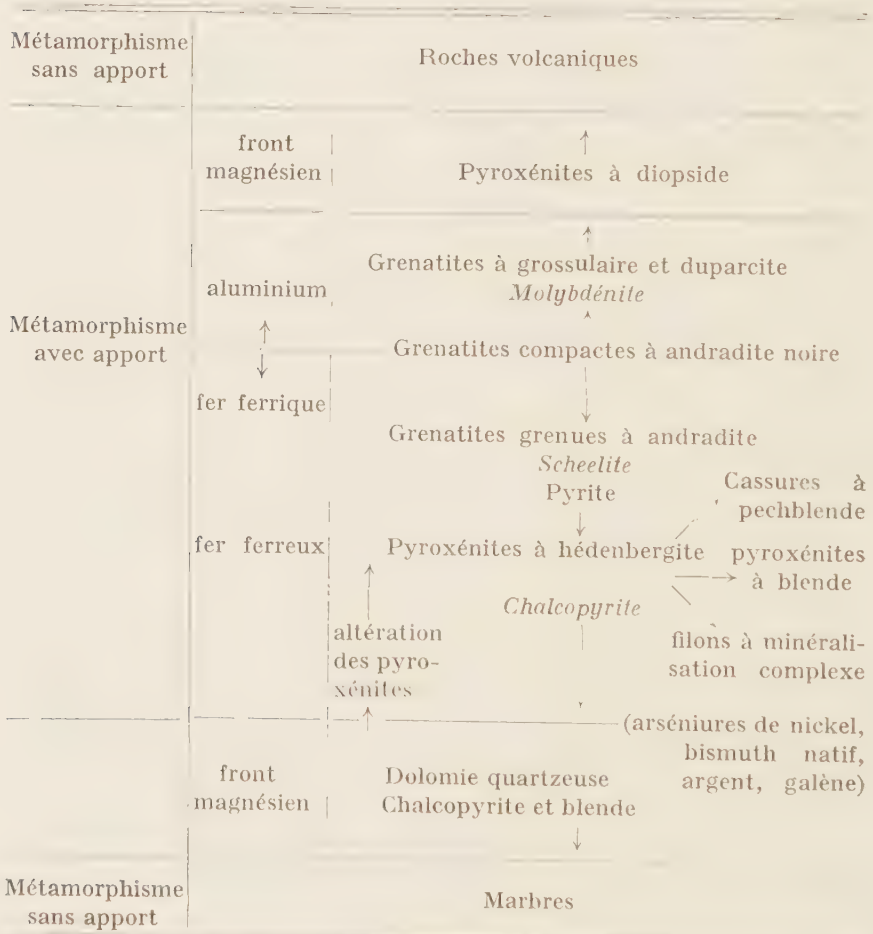
Les grenatites compactes à andradite paraissent marquer la voie principale d'arrivée des émanations granitiques. De là il y a eu diffusion d'une part vers les calcaires purs, d'autre part vers les roches volcaniques. Du côté des roches volcaniques, la progression du fer semble avoir été rapidement arrêtée, peut-être à cause de l'abondance de l'aluminium, tandis que du côté des calcaires elle a pu se poursuivre.

Le molybdène s'est nettement séparé du reste de la minéralisation qui est dominée par l'abondance de fer, à tel point que l'on peut envisager les autres métaux comme des « impuretés » entraînées par le fer. Pourquoi cette séparation précoce du molybdène et du fer ? On peut envisager de nombreuses hypothèses, mais on ne dispose d'aucun argument suffisant pour choisir entre elles et il faut se contenter de signaler le fait.

La partie ferrifère de la minéralisation a évolué beaucoup plus longuement. On a vu (chap. 8) comment on pouvait concevoir le mécanisme de la formation des roches à silicates calciques : déclenchement par le développement de silicates lourds dans des calcaires impurs de composition favorable, sous l'action de l'élévation de température provoquée par la mise en place du granite ; fissuration par suite de la diminution de volume ; arrivée des émanations granitiques par ces fissures ; extension de proche en proche des silicates de métamorphisme grâce à l'apport de silice et de fer. Dans les grenatites à andradite, le tungstène a été fixé sous forme de scheelite, tandis que le cuivre et les autres métaux continuaient leur progression. Le changement dans l'état d'oxydation du fer (ferrique dans l'an-

TABLEAU XXI

Évolution des roches à silicates calciques et de la minéralisation



dradite, ferreux dans l'hédenbergite), au contact des calcaires purs, coïncide avec le dépôt de la chalcopyrite ; il y a probablement une relation entre les deux phénomènes. Cependant la pyrite s'est formée dans des grenatites, contiguës il est vrai aux pyroxénites, mais non dans les pyroxénites elles-mêmes. Peut-être a-t-il suffi de faibles actions réductrices pour permettre la précipitation de la pyrite alors qu'un milieu plus nettement réducteur était nécessaire pour la formation de chalcopyrite et surtout d'hédenbergite ?

Au cours du développement des grenatites et des pyroxénites, les émanations granitiques ont complètement changé de composition. Les solutions résiduelles de la formation des pyroxénites à chalcopyrite étaient relativement pauvres en silice et en fer, par contre elles étaient riches en magnésium et elles contenaient encore du cuivre, du zinc et toute une série d'éléments qui s'étaient peu à peu concentrés. Le gaz carbonique était abondant, et les solutions ont pris un caractère nettement hydrothermal. Elles ont corrodé les calcaires et circulé dans les fissures des roches, déposant principalement de la dolomie. Leur teneur en métaux était certainement très variable suivant leur lieu d'origine, les plus minéralisées provenaient des pyroxénites les plus riches en chalcopyrite. Elles ont ainsi donné naissance soit aux masses de dolomie quartzeuse à chalcopyrite et blende, soit aux filons à gangue dolomitique quartzeuse et à minéralisation complexe comportant notamment des arséniures de nickel, du bismuth natif, des sulfo-antimoniures d'argent, de la blende et de la galène. Enfin, des solutions résiduelles, débarrassées à peu près complètement de leur minéralisation, ont continué à circuler sans doute longtemps encore, provoquant l'ouralitisation des pyroxénites et parfois l'altération des grenatites, et déposant de la dolomie, parfois aussi de la barytine, au cours de la phase de refroidissement des roches.

La position de la pechblende dans l'évolution de la minéralisation n'apparaît pas très clairement. Elle ne se rattache certainement pas à la molybdénite, malgré la présence d'uranium dispersé dans les grenatites à molybdénite. Elle appartient vraisemblablement à la séquelle du dépôt de chalcopyrite, mais elle se sépare nettement des filons à minéralisation complexe et en particulier des arséniures de nickel, du bismuth natif et de l'argent, contrairement à ce que laissait prévoir la paragénèse classique de l'uranium.

Relations avec la minéralisation plombo-zincifère

L'évolution de la minéralisation en molybdène, tungstène et cuivre aboutit à des dépôts de blende et de galène. Mais ceux-ci n'ont pas, et de très loin, l'ampleur nécessaire pour qu'il soit possible d'envisager une évolution analogue pour l'ensemble des filons plombo-zincifères se rencontrant au large du granite. Tout au plus pourrait-on l'admettre pour une partie des indices plombo-zincifères se trouvant à côté de masses de mispickel

bismuthifère au N d'Azegour. La minéralisation plombo-zincifère est indépendante de la minéralisation en molybdène, tungstène et cuivre. Cependant comme les deux minéralisations sont contemporaines, il est vraisemblable qu'elles ont une source commune. On a coutume de rattacher les gisements métallifères aux roches éruptives voisines. Mais, si l'on peut dire avec une bonne certitude que la minéralisation en molybdène, tungstène et cuivre est issue du granite, il n'en est plus de même pour la minéralisation plombo-zincifère. Pour celle-ci, il faut vraisemblablement rechercher une masse éruptive beaucoup plus vaste que le massif granitique d'Azegour. On est ainsi conduit à l'hypothèse que la minéralisation plombo-zincifère dérive directement, comme le granite lui-même, du vaste batholite grano-dioritique hercynien qui s'étend sous la majeure partie du Haut Atlas central. Ce batholite aurait, au cours de son évolution, donné naissance aux petits massifs granitiques, tel celui d'Azegour, aux filons de porphyres « sans quartz », et à la minéralisation plombo-zincifère. Les masses granitiques, une fois individualisées, auraient continué à évoluer en donnant les filons de porphyres quartziques et la minéralisation en molybdène, tungstène et cuivre.

Chapitre 14

QUELQUES CONSIDÉRATIONS D'ORDRE PRATIQUE

La recherche et la reconnaissance des amas minéralisés posent de nombreux problèmes dans un gisement aussi complexe que celui d'Azegour. Il est nécessaire de pouvoir interpréter le moindre indice de minéralisation observé pour éviter des travaux inutiles et coûteux, sans passer à côté d'un minerai exploitable. Dans cette interprétation, la pétrographie joue un rôle essentiel, puisque les minéralisations sont localisées dans certains types de roches. Malheureusement il est souvent très difficile de déterminer exactement, sur le terrain ou dans la mine, la nature de la roche rencontrée. La classification pétrographique, basée sur l'étude des plaques minces, est trop complexe pour être utilisée pratiquement par les mineurs. Il est nécessaire de disposer d'une nomenclature simplifiée à l'extrême, mais permettant de distinguer nettement les roches intéressantes pour leur minéralisation ou leurs liaisons avec la minéralisation des autres roches, et de les faire figurer sur les plans miniers sans que ceux-ci soient trop chargés.

Après avoir examiné la question d'une nomenclature pétrographique pratique, on verra quelques règles valables pour la recherche des amas minéralisés en molybdénite, en scheelite ou en chalcopyrite dans la région d'Azegour.

NOMENCLATURE PÉTROGRAPHIQUE PRATIQUE

Il existe une nomenclature simplifiée qui est d'usage courant à Azegour. Malgré les confusions, inadmissibles pour un pétrographe, qu'elle comporte, elle a rendu et continue à rendre d'inappréciables services parce que, édifiée peu à peu, depuis les déterminations pétrographiques de L. Duparc [1930-1932], elle a sans cesse été confrontée avec l'expérience des mineurs grâce à l'admirable série de plans, coupes et maquettes dressés et constamment tenus à jour par M. P. Bourg, puis par M. I. Poniecki. Il

serait plus nuisible qu'utile de changer cette nomenclature, d'autant plus que les nouveaux termes proposés ne seraient pas exempts de confusions ; il est préférable de la conserver en la précisant et en définissant la nature des roches englobées sous une même dénomination (tableau XXII). Ainsi complétée elle permettra de pousser, plus loin qu'il est actuellement possible de le faire, l'analyse de la répartition des minéralisations en molybdène, tungstène et cuivre dans les roches à silicates calciques. Les nouvelles subdivisions pratiques proposées pour les grenatites correspondent aux roches suivantes :

TABLEAU XXII

Nomenclature pétrographique pratique

Nomenclature pratique en usage	précisions à apporter	Nature des roches
granite		granite
filons de porphyres		filons de porphyres quartziques et « sans quartz »
schistes		schistes roches du complexe volcanique *pro-parte* (surtout andésitiques et roches vertes)
calcaires silicifiés		roches du complexe volcanique *pro-parte* (surtout dacitiques) pyroxénites à diopside roches à wernérites
cipolins	distinguer les amas de dolomie des calcaires	roches carbonatées recristallisées marbres à silicates de métamorphisme, amas de dolomie
grenatites	distinguer : grenatites blondes grenatites vertes grenatites noires	grenatites { à grossulaire ; à grossulaire et duparcite ; à andradite (toutes les variétés altérées ou non)} idocrasites à duparcite wollastonitites et épidosites
amphibolites		pyroxénites à hédenbergite (skarns) fraîches ou ouralitisées.

— grenatites blondes : toutes les grenatites peu ferrifères, de couleur claire, constituées essentiellement de grenat grossulaire avec ou sans duparcite. Les idocrasites à duparcite et les wollastonitites seront rangées dans cette catégorie.

— grenatites vertes : toutes les grenatites fortement ferrifères, de couleur verte plus ou moins foncée, à structure grenue, constituées essentiellement de grenat andradite, altéré ou non.

— grenatites noires : les grenatites compactes, de couleur noir verdâtre, formées presque uniquement d'andradite.

RÈGLES GÉNÉRALES DE PROSPECTION

Du fait que la minéralisation en molybdène, tungstène et cuivre est localisée dans les roches à silicates calciques et que celles-ci résultent du métamorphisme de contact du granite, on déduit quelques règles générales simples pour la prospection :

— rechercher les masses de calcaires dans les zones où les schistes révèlent un métamorphisme granitique par leurs nodules de cordiérite ou d'andalousite, ou leur teneur en biotite, éventuellement en muscovite. Les calcaires sont souvent associés à des roches volcaniques ; l'observation des roches volcaniques peut donc conduire à des masses calcaires.

– rechercher les grenatites et les pyroxénites. On examinera en particulier, avec le plus grand soin, les bordures des masses calcaires dans les zones métamorphiques.

- Chaque fois qu'on rencontrera des grenatites ou des pyroxénites on observera les moindres traces de minéralisation. Suivant que l'on aura affaire à des grenatites de couleur claire, à des grenatites vertes ou vert-foncé ou à des pyroxénites, on devra s'attendre à trouver soit du molybdène, soit du tungstène, soit du cuivre. Aux affleurements, la molybdénite est souvent pseudomorphosée en powellite, la scheelite est restée intacte, la chalcopyrite a donné les minéraux secondaires habituels, en particulier de la malachite qui imprégne non seulement les roches à silicates calciques mais aussi les roches voisines, en particulier les calcaires. La lampe de Wood facilite grandement la prospection car, sous l'ultra-violet, la powellite a une fluorescence jaune d'or et la scheelite bleue ou blanc bleuté.

Recherche du cuivre

Les minerais de cuivre sont localisés sur la bordure des masses de calcaires. Dans la mine d'Azegour, le contact du massif de cipolins est suivi systématiquement par les récents traçages de reconnaissance au-dessous du niveau 1 418 m. Des sondages puis des traçages, entrepris sur la base

d'une hypothèse, ont pleinement confirmé la localisation de la chalcopyrite sur la bordure du massif calcaire.

On peut dès lors appliquer cette règle de localisation à l'ensemble du gisement. On doit toutefois prendre garde que les pointes du massif calcaire ont été parfois complètement transformées en roches à silicates calciques ; de ce fait les pyroxénites à chalcopyrite peuvent s'avancer, à partir du massif calcaire, dans la direction générale N-S.

Le problème du prolongement en profondeur de la minéralisation cuprifère d'Azegour apparaît dès lors lié à celui de la forme du massif calcaire qui s'étend, en affleurement, entre la mine d'Azegour et celle de Tizgui. Les travaux de la mine de Tizgui n'ont pas rencontré le massif calcaire, elles n'ont pas non plus trouvé de minéralisation cuprifère. Etant donné l'importance de l'affleurement calcaire, il est probable que le massif persiste bien au-dessous du niveau actuel le plus bas de la mine d'Azegour (1 338 m) et il y a place entre Azegour et Tizgui pour des amas cuprifères analogues à ceux qui ont été exploités à Azegour.

Dans la bande de Toulkine, près du contact du granite, on trouve aux affleurements : des calcaires, des grenatites et des pyroxénites au contact des calcaires avec quelques faibles imprégnations de malachite. Des sondages transverses, recoupant les contacts calcaires-roches à silicates calciques renseigneraient sur les possibilités d'existence d'amas cuprifères dans cette zone.

Un problème analogue se pose au village d'Adrhous où l'on connaît des grenatites à molybdénite et des grenatites à scheelite à l'extrémité d'un massif calcaire important.

Recherche du tungstène

Les roches les plus favorables à une minéralisation en scheelite sont des grenatites vertes à vert foncé, à texture grenue. Leur localisation est beaucoup moins bien définie que celle des pyroxénites et il semble qu'elles puissent exister même en l'absence de tout massif calcaire.

On pourra se guider sur l'association cuivre-tungstène. Lorsque des grenatites à andradite apparaissent au voisinage de pyroxénites à chalcopyrite, la présence de scheelite est probable.

Inversement, on doit rechercher le cuivre partout où l'on rencontre de la scheelite. Cette remarque est intéressante, étant donné qu'il est facile de repérer les moindres traces de scheelite avec la lampe de Wood.

Recherche de la molybdénite

Les roches qui contiennent la molybdénite sont des grenatites à grossulaire et duparcite. Leur répartition n'obéit pas à des règles très strictes. Mais elles se localisent au voisinage des massifs de roches volcaniques

(« calcaires silicifiés »). Pour rechercher la molybdénite, il conviendra de suivre ces massifs et non de se perdre dans les masses de grenatites ou de se rapprocher des massifs calcaires.

Le problème de la « bande calcaire Est »

La « bande calcaire Est » est constituée en surface par des calcaires affleurant sur environ 500 m dans le sens N-S, avec une puissance d'une vingtaine de mètres, à environ 100 m à l'E du toit de la bande calcaire d'Azegour. Vers le S elle disparaît sous le Crétacé et un travers banc entrepris à partir de l'étage 1 488 m de la mine d'Azegour, à 300 m au S de la bordure du Crétacé n'a pas retrouvé trace de la « bande Est ».

La « bande Est » est séparée des calcaires de la mine d'Azegour par un massif de roches dacitiques, mais celles-ci étant grisâtres et faisant suite vers le S à des schistes à cordiérite et biotite, ont été classées dans les « schistes » et non dans les « calcaires silicifiés » de la nomenclature courante. Dès lors la « bande Est » a été considérée comme indépendante. Mais si l'on identifie ici les roches dacitiques aux massifs volcaniques de la mine d'Azegour, on est naturellement conduit à conclure que la « bande Est » fait en réalité partie intégrante de la bande d'Azegour. Elle se développe sur la bordure est d'un massif volcanique qui est une simple digitation de la bande d'Azegour.

Ces remarques illustrent le genre de confusions que peut entraîner une nomenclature pratique mais imparfaite. Elles mettent en évidence la liaison entre les roches volcaniques et les calcaires. Enfin, du point de vue minier, elles permettent d'envisager l'extension vers l'E des recherches de la mine d'Azegour, sans qu'il soit nécessaire de forer de longues galeries dans les roches stériles.

Le problème du prolongement vers le S du gisement d'Azegour

La bande calcaire d'Azegour vient, vers le S, buter contre le granite. Mais il existe des raisons de penser que le granite ne s'étend pas, loin vers le S, sous le Crétacé (*Cf.* chap. 1). Sa bordure doit par conséquent tourner vers le SW aux environs du marabout de Sidi Mohand ou Mbark, et il est possible que la bande calcaire principale se retrouve au S du granite non loin de là. Le recouvrement crétacé n'est pas d'une épaisseur prohibitive grâce à la faille Vergerio, remontant le socle paléozoïque au S d'une ligne joignant le marabout au village d'Azegour, et à la profonde coupure de la vallée de l'Ouadaker. Quelques sondages longs partant de cette vallée permettraient sans doute de préciser la forme du massif granitique sous le Crétacé au S d'Azegour. Si le granite d'Azegour s'étend trop loin vers le SE, la « bande calcaire » d'Azegour devient trop difficile à atteindre, par contre on pourrait alors envisager les possibilités offertes par la « bande calcaire principale » arrivant au contact du granite, comme le signalait F. Von der Weid [1941, b], et entreprendre la reconnaissance de cette bande à partir de la vallée de l'Anougal.

Annexe

NOTES SUR L'EXPLOITATION DU GISEMENT D'AZEGOUR

par

P. BOURG

Directeur de la mine d'Azegour

HISTORIQUE

Lorsque, en 1919, le flanc nord de l'Atlas de Marrakech a été ouvert à la prospection minière, la région d'Azegour est très vite devenue, pour les prospecteurs, un point d'attraction, à cause des scories cuivreuses que l'on trouve par endroits. Ces scories, contenant jusqu'à 2 % de cuivre, prouvent que les Anciens ont extrait ce métal dans la région.

Au voisinage des tas de scories, existent des vestiges d'anciennes habitations ressemblant aux constructions berbères actuelles. Aucun renseignement n'a pu être obtenu sur l'époque exacte de ces travaux ; il semble cependant qu'il faille les attribuer à un chantier artisanal marocain très récent. Le tas le plus important est situé près du marabout de Sidi Mohand ou Mbark, ce qui confirme que les premiers exploitants étaient bien musulmans, ayant cherché refuge et protection auprès du Marabout de l'endroit. Le minerai de cuivre provenait de quelques grattages et trous effectués sur l'affleurement « d'amphibolite » minéralisée en chalcopyrite, situé au toit de la bande calcaire centrale à proximité de la piste actuelle reliant Azegour à Amismiz.

La demande du premier permis minier, couvrant le gisement entre Azegour et Tizgui, a été déposée au Service des Mines à Rabat, le 5 mars 1921, par M. Baccio Garassino. Ce dernier a effectué quelques petits travaux sur les affleurements de cuivre et a cédé son permis, le 14 juin 1923, à M. A. Balensi, qui l'a cédé à son tour, le 19 novembre 1932, à la Société des mines de fer de Beni-Aicha au capital de 6 millions de francs. Vers la même époque, la Société minière d'Entifa, au capital de 5 millions, a déposé une demande de permis couvrant la « bande calcaire centrale » entre Tizgui et le Jebel Tizguine. A partir de ce moment, et pendant plu-

sieurs années, une activité minière intense a régné dans l'ensemble du territoire des Guedmioua.

C'est alors que fut tracée la piste automobile Amismiz-Azegour. Ce travail gigantesque a été réalisé, en collaboration, par les Affaires indigènes, les Eaux et Forêts, M. Chauvassaigne, exploitant forestier, et les deux sociétés minières. Qu'il me soit permis de rendre ici hommage à ceux qui ont accompli ce tour de force : créer avec des moyens de fortune, dans un terrain dur, une piste de 20 km qui, partant d'Amismiz à l'altitude de 1 000 m, atteint Azegour à 1 500 m d'altitude, après avoir franchi un col à près de 2 000 m.

Au point de vue minier, la Société de Beni-Aïcha a effectué des recherches pour cuivre en partant des anciens travaux. Un travers-banc (étage 1 520 m actuel) a recoupé, à 20 m sous la surface, les « amphibolites » minéralisées en chalcopyrite, collées contre le massif de « cipolins » (colonne 1C et 2C actuelles). Les recherches, et un semblant d'exploitation, ont permis de produire, par triage à la main, environ 200 tonnes de produit contenant 6 % de cuivre. Cette production, amenée à grands frais à Casablanca, n'a pas trouvé d'acquéreur, par suite de sa faible teneur, et en fin de compte elle fut utilisée pour la confection de blocs de béton pour la construction du port de Casablanca.

Tout en poursuivant les travaux miniers pour cuivre dans la région d'Azegour, les deux sociétés minières ont prospecté en détail l'ensemble des « bandes calcaires » de la région. Un peu partout on trouvait, dans les affleurements de grenatites, soit en fines imprégnations, soit en grosses mouches, un minéral que l'on appelait « stibine » ou « mauvais plomb ». Une mission de la Société Schlumberger, dirigée par MM. Poldini et Coutin, en juin 1924, a identifié ce minéral comme molybdénite.

Le cuivre, ayant été jugé inexploitable, les deux sociétés minières ont porté, avec une ardeur nouvelle, leurs efforts sur la recherche de la molybdénite. C'est de cette époque que datent les nombreuses petites galeries de recherche, tranchées et grattages, qui sillonnent la « bande calcaire centrale », depuis Azegour jusqu'à Entifa, soit sur une longueur de 6 km. Un peu partout a été démontrée la présence de la molybdénite en imprégnation dans les grenatites venant à l'affleurement. Trois points ont été particulièrement fouillés : Azegour, Tizgui et Entifa. Les travaux, poussés à la masse, dans un terrain dur, ont été longs et coûteux. Mais, dans ces trois centres, en partant des affleurements, ils ont mis à jour un tonnage ayant une teneur en MoS_2 suffisante pour justifier la construction d'une petite installation de traitement.

Le procédé de flottation en était alors à son stade de début. Pendant les années 1925 à 1929, les deux sociétés, recherchant le même minerai dans le même gisement, rivalisèrent d'ardeur et d'ingéniosité pour mettre en valeur leur domaine minier respectif. Malheureusement les moyens dont disposait chacune ne permirent pas de vaincre les nombreuses difficultés de toutes sortes rencontrées pour l'exploitation et l'enrichissement ration-

nel du minerai découvert. Au début de 1929, elles ralentirent progressivement leur activité, pour arrêter définitivement les travaux vers le milieu de l'année. Au début de 1930, la Société de recherches minières du Falta reprit l'ensemble du domaine minier des sociétés de Beni-Aïcha et d'Entifa, pour créer la société actuelle « Le Molybdène », au capital de 12 millions de francs, ayant pour but la mise en valeur du gisement de molybdénite d'Azegour.

Molybdénite

Pendant la période nécessaire pour la mise en place d'une centrale diesel et d'une station d'air comprimé, on a procédé au lever topographique et géologique d'un plan à l'échelle du 1 /1 000, couvrant les trois centres d'Azegour, de Tizgui et d'Entifa. Les indices de minéralisation étant les plus encourageants dans la partie sud (Azegour) du gisement, c'est dans cette région que l'on a attaqué les premiers travaux avec la perforation mécanique, vers la fin de 1930.

L'étage de base actuel, à la cote 1 488 m, a été commencé en partant de la colonne 6M minéralisée en MoS_2, qui affleurait au fond du ravin, près de l'entrée principale actuelle de la mine. Des avancements en direction N et S, situés au voisinage du mur de la « bande calcaire » ont suivi la minéralisation en direction. Un puits partant en pleine minéralisation, a reconnu la profondeur. La hauteur d'étage a été fixée au début à 15 m, pour être portée ensuite à 20 m et plus tard à 40 m.

La colonne 6M étant située au mur de la « bande calcaire », l'ensemble des travaux de recherches, effectués dans cette colonne aux différents étages : 1 488, 1 473, 1 458 et 1 418 m, se situent au voisinage du contact mur (schistes) et faux-mur (« calcaire silicifié »).

Ces travaux ont démontré que la molybdénite se trouve localisée et concentrée, sous forme de colonnes de direction N-S, dans des grenatites bien cristallisées, brun clair, situées de préférence au contact ou au voisinage du « calcaire silicifié ». C'est ainsi qu'on a découvert successivement les colonnes 6M, 2M et 4M. Le travers-banc 5, situé à l'étage 1 418 m, a traversé l'ensemble de la « bande calcaire » et a recoupé la colonne 5M, située au toit du gisement, au contact du « barrage calcaire sud ». Le travers-banc 7, situé au même étage mais plus au Sud, a recoupé la colonne 7M, située au milieu de la « bande calcaire », au contact du « barrage calcaire sud ».

Il devenait donc nécessaire d'entreprendre des recherches systématiques dans les trois dimensions de la « bande calcaire ». Pour diminuer la longueur de galeries à chaque étage, une nouvelle méthode de recherches a été appliquée à partir de 1936.

— A chaque étage, tracer une galerie principale, située au milieu de la « bande calcaire », en direction N et S.

— Placer cette galerie, autant que possible, dans le « cipolin », roche relativement tendre.

— En partant de cette galerie, effectuer des sondages horizontaux tous les 50 m, à gauche et à droite, pour recouper le mur et le toit de schistes de la « bande calcaire ».

— Dans le cas où ces sondages rencontrent des terrains susceptibles de contenir du minerai, doubler les sondages par les travers-bancs.

Cette méthode a été appliquée, à partir de 1938, à Azegour, dans le champ nord, aux étages 1 488, 1 418 et 1 378 m, à Tizgui et à Entifa.

Chalcopyrite

Les travaux effectués pour rechercher la molybdénite ont, à chaque étage et à différents endroits, recoupé des zones « d'amphibolites » minéralisées en chalcopyrite, situées de préférence le long du contact « cipolin » Devant l'importance de cette minéralisation, il a été décidé en 1938, d'entreprendre une campagne de recherches, doublée d'une campagne de sondages et d'analyses, sur l'ensemble des points minéralisés en cuivre. Cette étude a permis de conclure qu'à cette époque, on se trouvait en face d'un tonnage de tout-venant de 90 000 tonnes, ayant une teneur en cuivre de 1,56 %. Ce tonnage a été jugé trop faible pour pouvoir être exploité économiquement.

Scheelite

Le 6 décembre 1949, M. F. Permingeat a découvert de la scheelite et de la pechblende dans la mine d'Azegour. Par la suite, tous les travaux existants ont été passés à la lampe de Wood, et on a constaté qu'en plus des colonnes de molybdénite et de chalcopyrite, il existait des concentrations de scheelite suffisamment importantes pour être exploitées. Des travaux de recherche effectués dans ces zones, ont démontré que la scheelite s'est localisée dans des grenats ferreux et forme des colonnes semblables à celles de molybdénite et de chalcopyrite. Il est à remarquer que chaque minéral a eu une préférence marquée pour une roche bien déterminée. Il ne fait pas de doute que si les trois minéraux s'étaient concentrés dans la même roche, leur enrichissement aurait posé des problèmes délicats.

Perforation

La majeure partie des terrains de la « bande calcaire » étant fortement siliceux, la perforation et la consommation d'explosifs au mètre de galerie sont des facteurs importants dans le prix de revient. Depuis l'emploi de fleurets au carbure de tungstène, la perforation s'effectue avec plus de facilité, et les avancements progressent deux fois plus vite. En avancement on emploie des marteaux à main légers, tenus par deux mineurs, et

en cheminées des marteaux télescopiques avec avancement pneumatique. La tenue des terrains est excellente et aucun point de la mine n'exige un soutènement, même dans les galeries ayant de nombreuses années d'existence. De 1930 à 1956, il a été creusé 18 470 m de galeries, cheminées et puits de recherches.

Sondages

Pour éviter de nombreuses galeries de recherches dans des terrains durs et d'un prix de revient élevé, on pratique, depuis 1937, le sondage au diamant.

Le matériel de sondage suivant est employé :

— Une sondeuse Sullivan à air comprimé pouvant sonder en toute direction, jusqu'à 100 m ;

— Une sondeuse Sullivan électrique, avec moteur à vitesse variable, pouvant aller jusqu'à 250 m ;

— Par suite de la dureté et de l'homogénéité des terrains, on a adopté le calibre EX 38, 10 mm pour les tiges et les couronnes.

Le carottage s'effectue d'une façon parfaite. On récupère plus de 80 % de carottes et aucun incident grave ne fut enregistré.

Les couronnes serties de petits diamants industriels font en moyenne de 15 à 30 m de trou, suivant la nature du terrain traversé. Progressivement on est arrivé à faire conduire ces machines par le personnel marocain.

De 1938 à 1956, on a effectué 7 980 m de sondages de recherche.

Tonnage de minerai démontré

L'ensemble des recherches effectuées dans la « bande calcaire centrale » sur une longueur de 1 300 m, une hauteur de 200 m et une largeur moyenne de 150 m, ont permis de démontrer :

— *Cinq colonnes de molybdénite*, contenant 1,5 million de tonnes de minerai tout-venant, ayant une teneur moyenne de 0,25 % MoS_2 environ.

— *Six colonnes de chalcopyrite*, contenant environ 1 million de tonnes de minerai à 1,90 % Cu environ.

— *Trois colonnes de scheelite.* Les recherches pour scheelite, dans le volume considéré, ne sont pas encore très avancées. On peut cependant, dès à présent, avancer que le tout-venant reconnu s'élève à environ 2 millions de tonnes à 0,35-0,40 % WO_3 en moyenne.

TABLEAU XXIII

Tonnages extraits et teneurs moyennes « en tête d'usine »

Année	MoS_2 %	Cu %	WO_3 %	Tout-venant extrait (en tonnes)
1930	—	—	—	135
1931	—	—	—	2 850
1932	—	—	—	9 897
1933	0,75	—	—	36 846
1934	0,70	—	—	30 084
1935	0,50	—	—	32 424
1936	0,45	—	—	64 694
1937	0,47	—	—	59 952
1938	0,43	—	—	64 474
1939	0,39	—	—	64 632
1940	0,28	—	—	59 598
1941	0,24	1,41	—	53 448
1942	0,22	1,40	—	38 695
1943	0,37	1,37	—	31 444
1944	—	3,12	—	33 299
1945	—	2,86	—	26 492
1946	0,27	—	—	42 914
1947	0,28	—	—	38 110
1948	—	1,88	—	31 905
1949	—	1,69	—	25 310
1950	—	—	—	—
1951	—	—	0,35	18 267
1952	—	1,77	0,35	27 678
1953	—	2,10	—	31 128
1954	—	2,80	—	24 834
1955	—	2,79	—	24 860
1956	—	2,34	0,35	29 430
Total				903 400

Il faut également mentionner la découverte d'une vingtaine de points où la radioactivité est assez élevée. Un de ces points a été exploité et a donné 1,5 tonne d'uranium métal environ.

Le volume ainsi étudié peut encore présenter des zones minéralisées non recoupées. Toutefois, pour l'avenir, il y a lieu de poursuivre les recher-

ches en profondeur, en direction Sud, en direction Nord sous le « barrage calcaire nord », et probablement dans la « bande Est » qui présente les mêmes caractéristiques que la bande centrale.

EXPLOITATION

L'étage 1 488 m est l'étage de base qui communique avec l'extérieur par un travers-banc. Une voie de niveau relie cet étage à la tête de l'atelier de traitement, en empruntant une plate-forme en remblais qui supporte également toutes les installations extérieures nécessaires à l'exploitation (fig. 5). Tous les autres étages (1 473, 1 448 et 1 418 m) sont reliés à l'étage de base par une descenderie de 25° de pente, munie d'un treuil d'extraction de 30 CV. Les étages 1 378 et 1 338 m communiquent avec l'étage 1 418 m par des puits intérieurs (puits Paul et puits Max).

Les colonnes minéralisées ont une section horizontale toujours allongée dans le sens N-S, et de surface très variable (100 à 1 000 m²). La longueur peut atteindre 100 m et la largeur 10 m et plus.

Les roches constituant les minerais sont très homogènes. Nulle part elles ne présentent une tension interne. Le contact entre les différentes roches n'est jamais franc, il ne constitue pas des cassures ou des plans de glissement dangereux. Il y a également lieu de signaler l'absence d'eau.

La teneur moyenne du minerai varie très peu pour l'ensemble d'une colonne, par contre elle est extrêmement variable dans le détail. Les parties stériles alternent sans règle et sans suite avec des parties très riches. On a fréquemment trouvé des concentrations locales très importantes collées contre un plafond formé par une autre roche compacte. La limite des chantiers n'est pas formée par des changements de terrain, mais le plus souvent par la diminution ou l'arrêt de la minéralisation.

Teneurs

La disposition irrégulière de la minéralisation a fait renoncer, dès le début de l'exploitation, à tout échantillonnage systématique. La détermination de la teneur moyenne des zones considérées exploitables s'effectue par l'abatage de quantités importantes de tout-venant, qui sont ensuite passées à l'atelier de flottation, où l'on obtient la teneur moyenne du minerai en place. Cette façon d'opérer évite les déboires du début, où la teneur moyenne des colonnes a été calculée d'après les analyses de quelques échantillons prélevés de préférence dans les zones les mieux minéralisées. L'expérience aidant, le personnel de maîtrise de la mine arrive à classer, à la vue, les chantiers d'abatage en trois catégories : riche, moyen, pauvre.

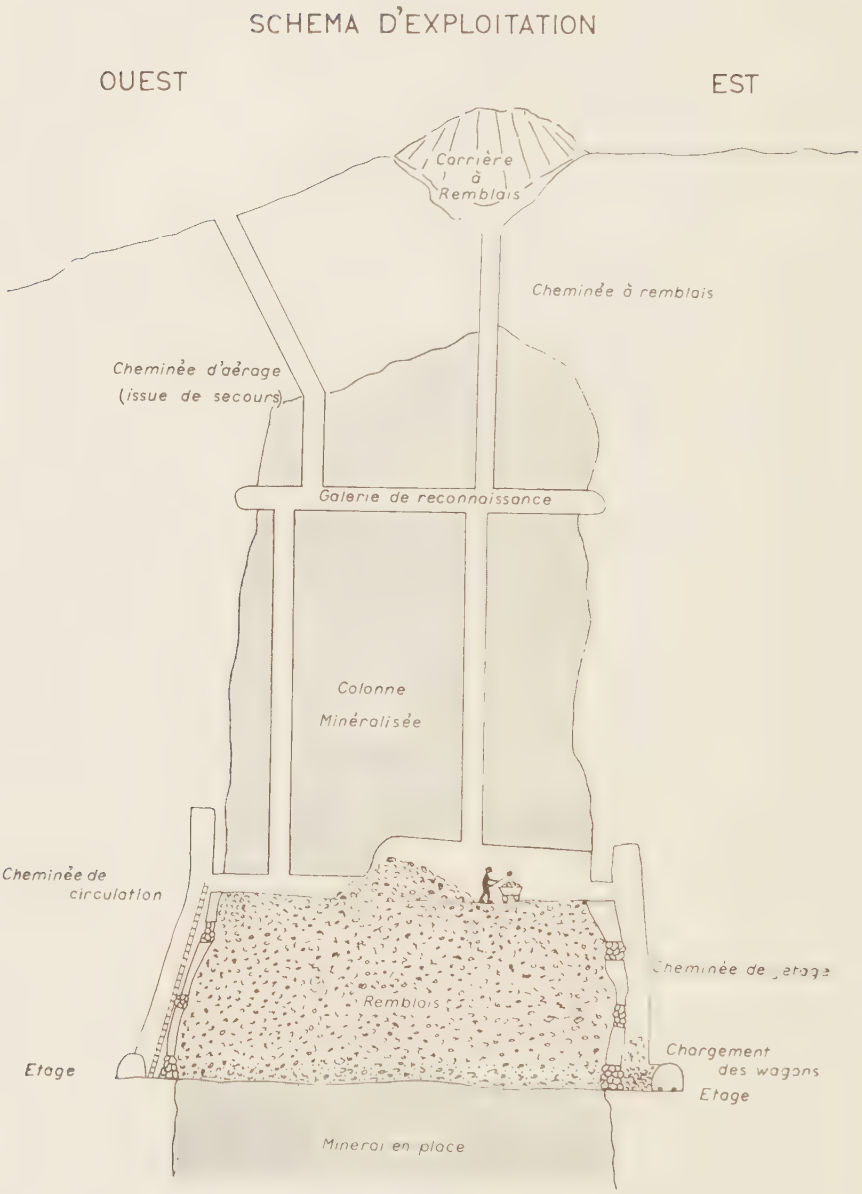


FIG. 8. — Schéma montrant la méthode d'exploitation d'une colonne minéralisée.

Le mélange des minerais en provenance des différents chantiers s'effectue d'une façon telle que la teneur moyenne en tête d'usine ne varie que très peu d'un mois à l'autre.

Préparation d'un chantier

Que ce soit pour la molybdénite, la chalcopyrite ou la scheelite, que ce soit pour une petite ou pour une grande colonne, les travaux de reconnaissance et de préparation restent les mêmes. La figure 8 donne un schéma de l'exploitation d'une colonne minéralisée.

Lorsqu'une galerie de recherche a recoupé une colonne minéralisée à un étage quelconque, e premier travail consiste à enlever une tranche horizontale d'une hauteur de 3 m sur toute la surface minéralisée. Lorsque la surface dépasse 500 m², des stots de protection sont laissés de place en place. Ils sont ensuite enlevés ou laissés suivant la tenue des terrains, ou suivant l'allure de la colonne en montant. La hauteur des colonnes est reconnue par 1 ou 2 cheminées, distantes l'une de l'autre de 5 à 10 m. Ces cheminées ont une section de 1,20 × 1,20 m, à un seul compartiment. A 20 m de hauteur, elles sont reliées entre elles par une galerie. L'une d'elles est ensuite aménagée avec des échelles et l'air comprimé, tandis que l'autre est poursuivie encore sur 20 m pour percer à un étage ou, le cas échéant, à la surface.

Evaluation du tonnage

Le volume minéralisé est calculé d'après la surface des sections et la hauteur reconnues par les travaux préparatoires. La densité des roches en place est prise égale à 3. La teneur moyenne du minerai est donnée par les résultats obtenus à l'atelier de préparation mécanique sur le minerai provenant de la première tranche abattue.

Abatage et remblayage

En partant de la tranche de reconnaissance, la couronne est abattue jusqu'à 6 m de hauteur en se servant des déblais qui restent sur place. Les trous de mine se foren en montant, inclinés à 45°. La longueur des trous varie de 1 à 1,5 m. La consommation d'explosifs est de l'ordre de 400 g par tonne abattue.

On utilise comme remblais les marnes et grès du Crétacé, exploités en carrière. Ils parviennent au chantier par une cheminée. Le vide créé par l'abatage d'une tranche de 6 m est remblayé en laissant un espace de 1 m entre le remblai et la couronne. Une nouvelle tranche est enlevée, et ainsi de suite.

Le remblai ne joue pas son rôle habituel de soutènement. Vue l'absence de pression dans les parements, il sert uniquement de plancher de travail permettant de suivre l'abatage en montant. En effet, lorsqu'un chantier est exploité sur 40 m de hauteur, il arrive fréquemment de soutirer le remblai pour le réutiliser dans un chantier d'un étage inférieur. Les vides ainsi créés sont fort impressionnants et forment de véritables grottes d'une tenue parfaite.

Voies d'évacuation et d'accès

La tranche de reconnaissance se trouve toujours à un étage qui est relié à un puits ou à la descenderie. Le chargement s'effectue à la main, et le roulage par wagonnets basculants de 400 litres.

Deux cheminées, creusées à l'extérieur de la minéralisation et reliées par une petite recoupe à chaque tranche d'abatage, servent l'une à la circulation du personnel, l'autre à l'évacuation du minerai (cheminée de jetage) (fig. 8). Les cheminées d'évacuation sont creusées intentionnellement en grande section (2,5 × 2,5 m), de façon à former progressivement trémies de réserve. L'une des deux cheminées perçant à l'étage supérieur est prévue comme issue de secours.

Sécurité

La sécurité du personnel résulte de la nature même de la roche : homogénéité, pas de pression, absence d'eau et pas de cassures nettes aux parements. Elle est renforcée par l'observation des mesures suivantes, auxquelles la pratique nous a conduit progressivement.

— Tirer en même temps toutes les mines, afin de favoriser la dislocation et la chute des blocs dangereux.

— Purger soigneusement les fronts de taille après chaque tir.

En 26 ans d'exploitation, aucun accident mortel ne s'est produit dans les chantiers d'abatage.

TRAITEMENT DES MINERAIS

Molybdénite

Après une active campagne de recherches pendant les années 1931 et 1932, on a décidé de construire un atelier de flottation pour enrichir sur place le tout-venant extrait de la mine.

La construction de cette usine a été confiée à la maison KRUPPGRUSENWERK, avec les garanties suivantes :

Teneur d'alimentation : 1,40 % MoS_2
Teneur des concentrés : 85 % MoS_2 environ
Récupération : 90 % MoS_2 contenu
Capacité : 60 tonnes par 24 heures.
Cette installation se composait de deux sections :

a — *Concassage*
Concasseur à mâchoire d'une ouverture de 350 × 200 mm ;
Broyeur à cylindre de 400 × 300 mm ;
Vibro-tamis de 20 mm ;
Toiles de transport et toiles de triage.

b — *Broyage et flottation*
Moulin à boulets 1 500 × 1 750;
Classeur à double rateau ;

Echantillonneurs ;
Cellules de flottation Callow Mac-Intosh ;
Filtre à disque.
Les réactifs suivants de flottation ont été utilisés :

Moussant :	huile de pin	180 g/t
Collecteur :	amylxanthate	175 g/t
Déprimant :	cyanure de soude	90 g/t
	silicate de soude	620 g/t
Contrôle du pH :	carbonate de soude	250 g/t
Force motrice :	35 kwh par tonne traitée	
Boulets :	1 kg »	
Tonnage traité :	3 tonnes par heure.	

La flottation de la molybdénite s'effectue d'une façon parfaite. On a rencontré quelques difficultés pour déprimer le cuivre contenu dans les concentrés de molybdénite. Une forte pénalisation est appliquée aux concentrés qui contiennent plus de 0,20 % Cu.

Progressivement la capacité de l'atelier a été augmentée en ajoutant d'autres appareils et en remplaçant au fur et à mesure les anciennes machines par d'autres plus modernes.

On a ainsi :
— Remplacé le concasseur à mâchoires par un modèle plus grand ;
— Remplacé le broyeur à cylindres par un *Symons cone* de 3 pieds ;
— Construit une trémie de stockage de 240 tonnes ;
— Ajouté un broyeur conique *Allis-Chalmers* ;
— Remplacé le classeur à rateaux par un *Dorr* plus important ;
— Remplacé les cellules *Mac-Intosh* par des cellules *Denver*.

Transformée ainsi, l'usine actuelle a une capacité de 200 tonnes par 24 heures.

Chalcopyrite

Le minerai de cuivre, jugé inexploitable en 1938, a pu être exploité en 1940, par suite de la coupure entre l'Afrique du Nord et la France. Le Maroc manquait de sulfate de cuivre, et c'est la mine d'Azegour qui a fourni la chalcopyrite qui était transformée à Casablanca et à Bône (Algérie), en sulfate de cuivre. Après la guerre, et par suite de la hausse du prix du cuivre, on a pu en poursuivre l'exploitation.

Pour le traitement de la chalcopyrite, la même usine de flottation a pu servir en effectuant quelques changements dans la répartition des réactifs de flottation :

Moussant :	huile de pin	100 g/t
Collecteur :	hexylxanthate	90 g/t
Déprimant :	silicate de soude	90 g/t
Contrôle du pH :	carbonate de soude	110 g/t
Force motrice :	32 kwh par tonne traitée	
Boulets :	1,2 kg »	
Tonnage traité :	7 tonnes par heure.	

TABLEAU XXIV

Production de la mine d'Azegour

Année	Molybdénite tonnes	Molybdénite % MoS_2	Chalcopyrite tonnes	Chalcopyrite % Cu	Scheelite tonne	Scheelite % WO_3	Pechblende tonnes U_3O_9
1926 –							
1932	5,6	?	—	—	—	—	—
1933	135	85	—	—	—	—	—
1934	165	87	—	—	—	—	—
1935	142	85	—	—	—	—	—
1936	207	85	—	—	—	—	—
1937	195	87	—	—	—	—	—
1938	205	86	—	—	—	—	—
1939	175	82	—	—	—	—	—
1940	117	81	—	—	—	—	—
1941	65	79	456	29	—	—	—
1942	13	78	1 055	26	—	—	—
1943	18	84	872	24	—	—	—
1944	—	—	1 948	27	—	—	—
1945	—	—	1 995	28	—	—	—
1946	80	80	—	—	—	—	—
1947	59	79	—	—	—	—	—
1948	—	—	1 473	28	—	—	—
1949	—	—	1 239	27	—	—	—
1950	—	—	—	—	—	—	—
1951	—	—	1 293	27	31	47	—
1952	—	—	1 958	29	17	34	—
1953	—	—	2 130	29	3	32	—
1954	—	—	2 114	29	—	—	—
1955	—	—	2 100	29	6	54	0,69
1956	—	—	2 099	29,7	4	52	0,86
Total	1 331	100	5 646	100	27	100	1,55

Scheelite

Après la découverte de la scheelite en 1949, et à la faveur des hauts prix pratiqués à l'époque pour ce métal (guerre de Corée), il était naturel de chercher à adapter l'usine de flottation au traitement du minerai de tungstène. Un essai de flottation de la scheelite a porté sur 25 000 tonnes de tout-venant, ayant une teneur de 0,35 WO_3. Après élimination de la pyrite, on procédait à la flottation de la scheelite.

Les réactifs suivants de flottation ont été utilisés :

Moussant :	huile de pin	66 g/t
	R 708	60 g/t
Collecteur :	éthylxanthate	44 g/t
	acide oléique	264 g/t
Déprimant :	silicate de soude	1 102 g/t
	quebracho	50 g/t
Contrôle du pH :	carbonate de soude	2 420 g/t
	soude caustique	154 g/t

A la sortie du classeur, la pulpe passait dans trois cellules pour séparer les sulfures avec les réactifs courants. Ensuite, elle séjournait 1/4 d'heure dans un conditionneur où on ajoutait les différents produits, en poussant le pH jusqu'à 11. La flottation de la scheelite s'effectuait ensuite correctement. En plus de la scheelite, toute la calcite, ainsi que les schlamms contenus dans la pulpe, se concentraient, et la teneur finale, après les cellules finisseuses, ne dépassait pas 6 à 10 % WO_3. Ces produits étaient envoyés sur deux tables *Wilfley*, où on obtenait un concentre marchand à 65 % WO_3, et un produit mixte contenant encore de 1 à 3 % WO_3. La finesse des mixtes (300 *meshes*) rendait à peu près impossible toute récupération supplémentaire. Le rendement final ne dépassait pas 35 à 40 %.

Après une période d'essais qui dura 1 an, il a été décidé de remplacer le traitement de la scheelite par flottation par un traitement gravimétrique.

Atelier gravimétrique

Après une longue période d'essais, et d'études, le schéma suivant a été adopté.

Le tout-venant de la mine est broyé jusqu'à 10 mm et stocké dans une trémie. Puis il passe sur un distributeur-classeur, muni d'une toile de 4 mm. Les plus gros que 4 mm passent au moulin à boulets et, à la sortie, sur un *mineral-jig* où s'effectue une première récupération. La pulpe du *jig* rejoint les produits de 0 à 4 mm du distributeur, d'où ils sont pompés sur un tamis *Sinex* donnant deux catégories : produits de 0 à 1 mm ; produits de 1 à 4 mm.

Les produits de 1 à 4 mm passent dans deux bacs *Pic* à air comprimé, qui donnent un préconcentré et un produit mixte qui retourne au moulin. Les produits de 0 à 1 mm passent dans un classificateur hydraulique *(Dorrco sizer)* et sont envoyés, par catégorie, sur une série de 13 tables *Diagonal deck Deister*. Ces tables donnent :

un préconcentré — un mixte à retraiter — un stérile à rejeter

Les mixtes vont, à travers un cyclone, sur 4 tables de relavage *Diagonal deck Deister* qui donnent :

un préconcentré — un mixte renvoyé au broyage — un stérile à rejeter

Tous les produits fins *(schlamms* de moins de 200 *meshes)* sont envoyés dans un épaississeur pour être traités, d'abord sur table *Buckmann*, puis sur une table *Diagonal deck Deister* qui donne :

un préconcentré — un mixte renvoyé à l'épaississeur — un stérile à rejeter

L'ensemble des préconcentrés obtenus sur les différents appareils, sont stockés par catégories et reconcentrés à part sur une table *Diagonal deck Deister* pour donner :

un préconcentré enrichi — un mixte à renvoyer dans le circuit général

Ces préconcentrés enrichis sont broyés et flottés dans une petite installation de flottation pour être débarrassés de tous les sulfures. Ensuite ils sont séchés et passés sur un tambour magnétique à champ puissant pour enlever les grenats ferreux faiblement magnétiques. Le concentré final titre de 60 à 65 % WO_3, avec des teneurs en impuretés acceptables.

L'usine gravimétrique, construite comme indiqué ci-dessus, a fonctionné au début de l'année 1956. Après quelques mises au point, il sera possible, en partant d'un tout-venant à 0,35 % WO_3, d'obtenir un concentré à 65 % WO_3, avec une récupération de l'ordre de 63 à 65 %.

Force motrice

De 1930 à 1938, la force motrice nécessaire au fonctionnement de l'exploitation a été produite dans deux centrales.

— Une centrale comprenant deux moteurs *Diesel Carels*, à un cylindre horizontal, de 105 CV, actionnant les compresseurs d'air pour la perforation de la mine.

— Une centrale *Diesel Wintherthur*, comprenant deux moteurs à 6 cylindres verticaux, de 375 CV chacun, pour les besoins de l'atelier de traitement des minerais.

En 1937, il a été décidé de relier l'exploitation au réseau général électrique du Maroc. Le courant arrive sous une tension de 22 000 volts, qui est abaissée à Azegour, à 220 V, tension d'utilisation.

Air comprimé

L'air comprimé nécessaire à la perforation est fourni par un compresseur *XVH Ingersoll Rand* de 150 CV. En cas de panne, deux compresseurs de secours de 60 CV chacun peuvent prendre le relai. A Tizgui, centre de recherches, existe une station d'air comprimé comportant deux compresseurs de 60 CV chacun.

Alimentation en eau

L'eau nécessaire au traitement du minerai est pompée dans l'Ouadaker et refoulée sur 80 m de hauteur. L'eau potable est pompée dans un puits creusé dans les alluvions de cette rivière.

Transport

Le transport du minerai marchand, ainsi que de l'ensemble des marchandises et ravitaillements nécessaires à la bonne marche de l'exploitation, est effectué par la mine, par camions de 4 tonnes sur le parcours Azegour-Amismiz (piste de montagne) et par camion de 10 tonnes entre Amismiz et Marrakech. Périodiquement, un car, appartenant à la compagnie, effectue le transport du personnel entre Azegour et Marrakech.

Personnel

Le personnel de cadre et de maîtrise est européen. Le personnel de surveillance, à la mine et à l'usine, est marocain, formé sur place parmi les meilleurs ouvriers. Les villages environnants sont suffisamment peuplés pour fournir une bonne main-d'œuvre.

INDEX MINÉRALOGIQUE

Actinote (*Cf.* amphiboles).

Albite (*Cf.* plagioclases).

Allanite — (Minéral du groupe de l'épidote, contenant des terres rares (environ 15 %), surtout du cérium et du lanthane). Se trouve en nodules, noir de poix, atteignant 5 cm de diamètre, parfois en cristaux imparfaits, dans une pegmatite au contact entre le granite et les schistes près du barrage de Tizgui (222,43-67,40) ; les cristaux sont un peu aplatis sur h^1 (100) et allongés suivant l'axe [010], ils comportent les faces : p(001), h^1 (100), m(110), $b^{1/2}$(111), $d^{1/2}$ (111) dominantes et de nombreuses facettes: a^2 (102), $a^{3/2}$ (203), a^1 (101), $a^{1/2}$ (201) délimitant des cannelures. L'allanite se trouve encore en petits cristaux dans une grenatite chloritisée de la mine d'Azegour (étage 1 488 m, avancement sud au toit) étroitement associée à de l'épidote vert-jaune ferrifère ; il existe des cristaux mixtes dont le cœur est de l'allanite et la zone externe de l'épidote ayant même orientation cristallographique (même axe de symétrie binaire coïncidant avec n_m et plan de macle commun) tandis que n_p de l'épidote est à 30° environ de n_p de l'allanite [Permingeat, 1956].

Amphiboles — Les amphiboles abondent dans de nombreuses roches métamorphiques d'Azegour, notamment dans les roches volcaniques assez basiques (roches vertes et roches andésitiques) qui sont parfois transformées en véritables amphibolites. L'amphibole est alors une hornblende verte, parfois vert bleuâtre, de composition sans doute largement variable. Dans un cas particulier il a pris naissance de l'actinote (schiste à actinote). En outre, une amphibole (ouralite) s'est formée en abondance par altération de pyroxénites à hédenbergite ; elle est pauvre en alumine (*Cf.* anal. 4 du tableau XV). Cette ouralite constitue les « amphibolites à chalcopyrite » de la mine d'Azegour. Comme amphibole primaire, on ne connaît que des résidus de hornblende brune dans quelques roches vertes, et une hornblende verte dans certains filons de porphyres sans quartz.

Andalousite — $SiO_2.Al_2O_3$. Se trouve en très petits prismes, généralement associée à la cordiérite, dans certains schistes métamorphiques. Elle n'est guère reconnaissable qu'en plaques minces.

Andésine — (*Cf.* feldspaths).

Andradite — (*Cf.* grenats).

Ankérite — (*Cf.* dolomie).

Annabergite — $(AsO_4)_2Ni_3.8H_2O$. Elle constitue les croûtes vertes qui se développent sur les cassures contenant des minéraux nickelifères, dans les galeries de la mine d'Azegour, permettant de repérer aisément ces cassures.

Anorthite — (*Cf.* feldspaths).

Anorthose — (*Cf.* feldspaths).

Apatite — $(PO_5)_3Ca_5F$. Se trouve en prismes microscopiques dans les roches éruptives (granite, porphyres, roches volcaniques) ; elle est très abondante et en prismes atteignant 20 × 1 mm, dans la minette du marabout de Sidi Mohand ou Mbark.

Aragonite — CO_3Ca. En petits nodules blancs, formés de cristaux aciculaires, dans des cavités du « filon à argent ».

Argent natif — En croûtes sur les minéraux argentifères et en filaments dans les géodes du « filon à argent » de la mine d'Azegour (étage 1 488 m).

Argentite — Ag_2S. En nodules informes ou en croûtes sur des sulfures, en particulier sur la blende, dans le filon à argent. De petits cristaux cubiques avec p(001) et b^1(101) s'individualisent parfois à la surface des nodules [Permingeat, 1954, c].

Augite — (*Cf.* pyroxènes).

Aurichalcite — $(CO_3)_2(Zn,Cu)_5(OH)_6$. Se trouve dans quelques cavités des calcaires, à l'affleurement de la colonne 2C de la mine d'Azegour, en agrégats de minuscules cristaux lamellaires, bleu verdâtre pâle, à éclat soyeux.

Azurite — Beaucoup plus rare que la malachite, elle n'apparaît guère que sur les affleurements des filons cuprifères à gangue quartzeuse.

Barytine — SO_4Ba. Fréquente dans le remplissage des cassures du gisement d'Azegour, dans les calcaires métamorphiques et même dans les schistes voisins ; elle est généralement colorée en rouge ou en rose par des oxydes de fer. Elle constitue aussi de petits filons au voisinage des filons plombo-zincifères, par exemple à l'Asif el Mal ; dans ce cas elle n'est pas ferrugineuse. Dans les géodes des calcaires au voisinage des colonnes de chalcopyrite de la mine d'Azegour, on trouve des cristaux de barytine, atteignant 20 cm de longueur, associés suivant le plan p(001) mais légèrement divergents, leur forme générale est très simple, avec les faces p(001) et e^1(011) très allongées et a^2(102) (paramètres de A. Lacroix). Mais, sur leurs bords se développent parfois de petits gradins où apparaissent de nombreuses facettes g^1(010), m(110), $b^{1/2}$(111), $b^{3/4}$(223), $b^{3/2}$(113), b^2(114), $b^{1/2}$(115). Les grandes faces sont souvent recouvertes d'une croûte ferrugineuse portant d'innombrables petits cristaux de chalcopyrite ; des cristaux semblables de chalcopyrite se trouvent parfois à différents niveaux à l'intérieur des cristaux de barytine, indiquant une alternance de la cristallisation.

Bayleyite — $(CO_3)_3.UO_2Mg_2.18H_2O$. Constitue des croûtes cristallines sur les cassures uranifères à gangue dolomitique, dans les galeries de la mine d'Azegour, notamment à l'étage 1 148 m, au S du puits Paul. Ces croûtes sont fluorescentes en vert-jaunâtre sous l'ultra-violet [*Cf.* Branche, Chervet et Guillemin, 1951].

Biotite — (*Cf.* micas).

Bismuth natif — En grains informes, en nodules, étroitement associé aux arséniures de nickel dans des cassures à gangue dolomitique de la mine d'Azegour, par exemple à l'étage 1 488 m (filon à argent et filon à gersdorffite), à l'étage 1 418 m (filon bismuthifère) ; se trouve également dans le mispickel de Tiguelilt. En sections polies, présente d'innombrables macles polysynthétiques de plusieurs ordres.

Bismuthinite — Bi_2S_3. Ne se trouve que rarement, en très petite quantité, sur la bordure de grains de bismuth natif.

Blende — SZn. Se présente sous deux faciès : blende noire, très riche en inclusions de chalcopyrite, représentant sans doute une exsolution, et blende claire, brun rouge à jaune miel, exempte d'inclusions de chalcopyrite. La blende noire se trouve au voisinage des colonnes de chalcopyrite de la mine d'Azegour, principalement dans des masses de dolomie. La blende claire est dans le remplissage des cassures de la mine d'Azegour et dans les filons plombo-zincifères, hors de l'auréole de métamorphisme du granite ; elle existe aussi dans certains skarns.

Bornite — Cu_5FeS_4. Ne se trouve que très localement dans la mine d'Azegour, par exemple dans la colonne 3C au niveau 1 438 m, où elle s'est formée en abondance aux dépens de la chalcopyrite.

Brunsvigite — (*Cf.* chlorites)

Bytownite — (*Cf.* feldspaths).

Calamine (hémimorphite) — $Si_2O_7Zn_4(OH)_2.H_2O$. En très petite quantité dans la zone d'oxydation de certains filons plombo-zincifères, par exemple à Sidi Mohand ou Salah.

Calcite — CO_3Ca. Les géodes du massif calcaire de la mine d'Azegour sont très souvent tapissées d'innombrables cristaux de calcite en scalénoèdres d^2 $(21\bar{3}1)$ $(20\bar{1})$ de 1 à 2 cm de longueur. Les scalénoèdres d^2 sont le plus souvent simples, parfois cependant ils portent des facettes du rhomboèdre b^1 $(01\bar{1}2)$ (110) et du prisme e^2 $(10\bar{1}0)$ $(11\bar{2})$; ils forment parfois des groupements à axes presque parallèles. Ces cristaux sont blancs, rarement presque incolores, ils sont de formation tardive, postérieure à la fin de la cristallisation de la chalcopyrite et de la dolomie. On ne rencontre qu'exceptionnellement des cristaux dont la forme dominante est le prisme e^2.

Cérusite — CO_3Pb. Ne se rencontre qu'en très petite quantité dans la zone d'oxydation des filons plombo-zincifères.

Chalcopyrite — S_2CuFe. Les géodes des masses de dolomie ou des calcaires envahis par la dolomie sont fréquemment tapissées d'innombrables cristaux de chalcopyrite, en sphénoèdres $b^{1/2}$(111) atteignant 3 mm, complétés par des facettes a^1(101) et p(001). Les cristaux sont tantôt simples,

tantôt maclés suivant $b^1(112)$, aplatis et cannelés. Leurs faces sont souvent courbes, ternies ou irisées, ne donnant que de mauvaises mesures goniométriques. La chalcopyrite des minerais est parfois assez fortement anisotrope en sections polies, montrant de belles macles polysynthétiques.

Chalcosine — SCu_2. Au niveau 1 438 m de la colonne 3C de la mine d'Azegour, la chalcosine se présente en nodules dans des pyroxénites dolomitisées et hématisées. Les nodules ont une structure en gros grains, se distinguant nettement de celle de la chalcosine de cémentation. La chalcosine s'est ici formée aux dépens de la bornite dont elle renferme des résidus, avec séparation d'oxydes de fer, comme dans la métallurgie du cuivre.

Chlorites — Des chlorites vertes se sont formées en abondance par altération des grenatites à andradite et des pyroxénites à hédenbergite sous l'action de solutions magnésiennes ; ce sont principalement de la brunsvigite et de la diabantite. Dans les porphyres sans quartz, les nodules de chlorite verte sont constituées surtout de delessite.

Clinozoïsite — (*Cf.* épidotes).

Cordiérite — La cordiérite est extrêmement abondante dans les schistes métamorphiques d'Azegour ; elle constitue presque toujours les taches et les nodules de ces schistes. En plaques minces on peut observer de belles macles en secteurs et occasionnellement des macles polysynthétiques.

Covelline — SCu. Ne peut guère s'observer qu'au microscope, sur les sections polies de minerais contenant de la chalcopyrite en voie d'altération.

Cuivre gris — $S_{13}(Sb,As)_4(Cu,Fe)_{12}$. La galène des filons plombozincifères contient des inclusions de cuivre gris tantôt rares, tantôt fréquentes suivant les gisements ; par exemple, le cuivre gris est pratiquement inexistant dans le minerai de la mine de l'Asif el Mal, tandis qu'il est parfois très abondant dans celui de la mine de l'Erdouz. C'est un cuivre gris antimonial (panabase). Les minerais qui contiennent du cuivre gris sont riches en argent, les autres sont pauvres en argent.

Delessite — (*Cf.* chlorites).

Diabantite — (*Cf.* chlorites).

Diopside — (*Cf.* pyroxènes).

Dolomie — $CO_3Ca.CO_3Mg$. La dolomie est abondante dans la mine d'Azegour, soit en amas, soit en remplissage de cassures. Les géodes sont souvent tapissés de rhomboèdres de dolomie de 1 mm, fréquemment empilés suivant leur axe ternaire. Les cristaux de dolomie supportent généralement de petits cristaux de chalcopyrite ; celle-ci a donc continué à cristalliser après la dolomie. La dolomie est souvent colorée superficiellement par des oxydes de fer, dans des teintes allant du jaune mordoré au rouge noirâtre. Dans les cassures uranifères de la mine d'Azegour, la dolomie est souvent ferrifère et passe à l'ankérite.

Duparcite — (*Cf.* idocrase).

Epidotes — $6SiO_2.3(Al,Fe)_2O_3.4CaO.H_2O$. L'épidote qui s'est formée dans les roches éruptives (roches volcaniques andésitiques, roches vertes,

porphyres sans quartz) en dehors du métamorphisme du granite, est pauvre en fer, c'est généralement de la clinozoïsite. Par contre l'épidote qui s'est développée dans les roches à silicates calciques est fortement ferrifère et colorée en vert-jaune (*Cf.* anal. 6 du tableau XV) ; des mesures d'indices indiquent un rapport Fe : Fe + Al = 0,3 environ.

Erythrine — $(AsO_4)_2Co_3.8H_2O$. Très rare, n'a été trouvée qu'en faibles croûtes cristallines sur les cassures contenant des minéraux cobaltifères dans la mine d'Azegour, et à l'affleurement du filon uranifère dans le granite.

Feldspaths — Le feldspath alcalin dominant du granite d'Azegour est une orthose riche en inclusions d'albite. Les analyses (*Cf.* tableau II) du granite indiquent en effet un rapport moléculaire Na_2O : K_2O sensiblement égal à 1 ; le mica étant rare (1 % environ), ce rapport est valable pour les feldspaths, et si l'on tient compte de la soude contenue dans le plagioclase et dans l'albite, on arrive pour le feldspath dominant à un rapport Na_2O : $K_2O + Na_2O$ très inférieur à 0,5 ce qui exclut la possibilité de l'anorthose, contrairement à ce qu'avait admis F. Von der Weid [1941, b]. Il avait en effet observé des quadrillages flous de macles polysynthétiques, des écarts par rapport à la symétrie monoclinique et des variations de l'angle des axes optiques entre 43° et 70°. Ces variations existent non seulement d'un grain à un autre, mais aussi entre divers points d'un même cristal. Ces anomalies s'expliquent par une transformation partielle de l'orthose en microcline, en relation avec l'histoire du granite [Marmo et Permingeat, 1957].

Le microcline typique se rencontre dans certaines variétés du granite d'Azegour, dans les aplites et dans quelques filons de porphyres quartziques. Dans des géodes de certaines grenatites à duparcite, on trouve des cristaux informes d'orthose rose mêlée d'albite et parfois des cristaux incolores d'orthose aux formes peu nettes. La série des plagioclases est bien représentée dans les roches éruptives : albite et oligoclase dans le granite, oligoclase et andésine dans les roches volcaniques dacitiques, andésine dans les roches volcaniques andésitiques, labrador dans les roches vertes. La bytownite et l'anorthite se trouvent en très petits grains dans quelques rares variétés de roches calcareuses métamorphiques.

Ferrimolybdite — $(MoO_4)_3Fe_2.8H_2O$ (?). Forme des enduits jaunes de cristaux aciculaires sur certains affleurements de grenatites à molybdénite ; elle est assez abondante dans les filons de quartz à molybdénite dans le granite, près du village d'Anefrioune.

Fluorine — F_2Ca. En grains ou en nodules dispersés dans les roches à silicates calciques. Elle est tantôt blanche, tantôt lilas à violet et bleu foncé ; au voisinage de minéraux uranifères, elle est fortement colorée. Rarement, en très petits cubes incolores dans les géodes des roches à silicates calciques.

Galène — SPb. Dans les géodes des cassures à remplissage dolomitique de la mine d'Azegour, on peut parfois recueillir quelques jolis cristaux de galène avec faces du cube et de l'octaèdre, souvent aplaties suivant une face de l'octaèdre et fréquemment maclés.

Galénobismuthite — S_4Bi_2Pb. F. Von der Weid [1941, b] a signalé un minéral blanc bismuthifère, en inclusions dans la chalcopyrite, qu'il

rapproche avec doute de la galénobismuthite ; je n'ai pas retrouvé ce minéral.

Gersdorffite — SAsNi. La gersdorffite est localement abondante dans une cassure à gangue dolomitique de l'étage 1 488 m de la mine d'Azegour (filon à gersdorffite). Elle se présente en octaèdres $a^1(111)$ avec facettes p(001). Elle contient quelques minuscules inclusions de bismuth natif [Permingeat, 1954, e].

Gœthite — $FeHO_2$. La gœthite constitue la masse du minerai de fer de Toulkine. Dans les géodes de la colonne 3C de la mine d'Azegour, on trouve parfois de la gœthite en bouquets d'aiguilles de 2 mm au maximum de longueur, brun-jaune, presque transparentes, associées à quelques fines lamelles d'oligiste.

Grenats — Les grenats qui constituent une large part des roches à silicates calciques, appartiennent à la série grossulaire-andradite : $3SiO_2.(Al_2,Fe_2)O_3.3CaO$. Tous les termes de la série sont représentés, comme le prouvent les indices de réfraction mesurés (1,72 à 1,88) ; ils ne contiennent que très peu de fer ferreux et de magnésium (*Cf.* anal. 1, 2 et 3 du tableau XIV). Le grossulaire le plus pur se rencontre dans les petites lentilles de grenatites blondes isolées dans les calcaires ; l'andradite pure, en cristaux jaunes, se trouve dans des grenatites riches en fluorine ; la grenatite noire compacte est formée d'andradite presque pure. Dans les grenatites grenues, on trouve des cristaux incomplets en dodécaèdres rhomboïdaux dont le diamètre varie de 1 mm à 8 cm (pour certains cristaux d'andradite).

Grossulaire — (*Cf.* grenats).

Gummite — Oxydes d'uranium hydratés de composition incertaine. De la gummite noire se trouve, en petite quantité, comme produit d'altération de la pechblende, à l'affleurement du filon uranifère dans le granite.

Gypse — $SO_4Ca.2H_2O$. On trouve des couches de gypse à la base du Crétacé et surtout dans le Sénonien ; il a souvent un faciès fibreux. Aucun cristal remarquable n'a été recueilli.

Hédenbergite — (*Cf.* pyroxènes).

Hématite — Fe_2O_3. Le sesquioxyde de fer anhydre est fréquent dans la mine d'Azegour, soit en grains ou concrétions informes dans les roches à silicates calciques altérées, et dans leurs cassures (« coupes de fer »), soit en paillettes cristallines pour lesquelles le nom distinctif d'*oligiste* a été employé ici.

Hétérogénite — Oxyde noir de cobalt. Se trouve en très petite quantité, comme produit d'oxydation, mêlé d'oxyde de manganèse, à l'affleurement de la cassure uranifère dans le granite.

Hornblende — (*Cf.* amphiboles).

Idocrases — $9SiO_2.2Al_2O_3.2(Mg,Fe)O.10CaO.2H_2O$ (approximativement). L'idocrase exempte de fer se rencontre dans les petites lentilles de grenatites blondes isolées dans les calcaires ; par contre, l'idocrase des masses de roches à silicates calciques, est relativement riche en fer (*Cf.* anal. 4 et 5 du tableau XIV). Pour bien marquer cette opposition, et par commodité, le nom de *duparcite* proposé par S. Nicolet [1933] a été con-

servé ici bien qu'il n'exprime qu'une variété d'idocrase, comme l'a établi E. Brandenberger [*in* Nicolet, 1933]. La duparcite se présente souvent en cristaux prismatiques bien formés dans les grenatites, leur longueur dépasse parfois 10 cm, pour une largeur de 1 cm (*Cf.* planche 11, photo 1). Les faces m(110) sont larges mais fortement striées longitudinalement ; les faces $h^1(100)$ et $h^3(210)$ sont très étroites ; il est rare de pouvoir observer les faces terminales p(001) et $b^{1/2}(111)$.

Labrador — (*Cf.* feldspaths).

Limonite — Oxydes hydratés de fer de composition incertaine, de couleur rouge à jaune. Aucune accumulation importante n'est connue dans la région d'Azegour ; les chapeaux de fer filoniens sont insignifiants.

Linnæite — S_4Co_3. Se trouve en grains dispersés, visibles seulement en sections polies (*Cf.* planche 26, photo 2), dans tous les minerais de chalcopyrite de la mine d'Azegour. La détermination optique de R. Galopin [1933] a été vérifiée par un spectre de poudre, cependant, on ne peut affirmer que le minéral ne contient pas de cuivre, car il est impossible de l'isoler parfaitement de la chalcopyrite.

Lœllingite — As_2Fe. Se trouve en petite quantité, étroitement associée aux arséniures de nickel et de cobalt après lesquels elle a cristallisé, souvent en arborescences (*Cf.* planche 32, photo 3).

Magnétite — Fe_3O_4. La magnétite est fréquente en petits octaèdres dans les roches métamorphiques ; elle est relativement abondante dans les roches à silicates calciques ferrifères où elle se présente généralement en pseudomorphoses de paillettes d'oligiste (*Cf.* planche 25, photo 1) et rarement en cristaux octaédriques (*Cf.* planche 25, photo 3).

Malachite — $CO_3Cu_2(OH)_2$. Fréquente mais jamais abondante sur les affleurements des filons cuprifères et des roches à silicates calciques minéralisées en chalcopyrite ; dans ce cas elle forme des enduits sur les calcaires contigus aux pyroxénites minéralisées.

Marcasite — S_2Fe. Se rencontre en faible quantité comme produit d'altération de la pyrite des roches à silicates calciques et parfois en grains bien individualisés dans le remplissage des cassures.

Mauchérite — As_2Ni_3. Paraît être le premier arséniure de nickel formé dans les cassures du gisement d'Azegour ; elle se transforme en nickeline. En sections polies, on la distingue facilement de la nickeline par sa couleur rose, plus claire que celle de la nickeline, et surtout par son anisotropie très faible [Permingeat, 1954, c].

Mélantérite — $SO_4Fe.7H_2O$. Constitue des croûtes de cristaux aciculaires verdâtres, devenant blancs et tombant en poussière à l'air libre, dans les galeries de la mine d'Azegour là où elles traversent des roches pyriteuses un peu humides.

Micas — Le granite d'Azegour contient de la biotite en très faible proportion (1 %) ; il en est de même des filons de porphyres quartziques. Par contre la minette est riche en paillettes de biotite (32 %) atteignant 5 mm de diamètre ; cette biotite a ng = 1,648 ± 0,02, elle est probablement riche en fer ferrique [Permingeat, 1954, d]. Dans les pegmatites à

allanite, il existe des lamelles de biotite atteignant 3 cm. La biotite est très abondante, en paillettes extrêmement fines dans les schistes métamorphiques. La muscovite n'est abondante, en fines paillettes que dans les « cornéennes à muscovite » ; elle est très rare dans le granite et les porphyres quartziques. Ses variétés microscopiques (séricite) se sont formées dans certains schistes ayant subi des déformations ou altérés sous des influences hydrothermales.

Microcline — (*Cf.* feldspaths).

Millérite — SNi. Rare, en minuscules gerbes de très fines aiguilles jaunes dans les vacuoles des cassures minéralisées en arséniures de nickel, dans la mine d'Azegour. Sa formation est tardive, postérieure à celle des arséniures [Permingeat, 1955].

Mispickel — SAsFe. En cristaux microscopiques, il accompagne parfois la blende noire de la mine d'Azegour ; il se trouve aussi en faible quantité dans les cassures minéralisées en arséniures et avec la chalcopyrite de Tnirt. Il forme des amas importants à Tiguelilt, où il renferme du bismuth natif, et près du marabout de Sidi Mansour.

Molybdénite — S_2Mo. Les paillettes de molybdénite, dans les grenatites à duparcite, ont des dimensions extrêmement variables ; elles forment souvent des rosettes qui peuvent atteindre exceptionnellement 7 ou 8 cm de diamètre.

Muscovite — (*Cf.* micas).

Nickeline — AsNi. Le plus fréquent des arséniures de nickel ; on le trouve dans certaines cassures de la mine d'Azegour. Elle présente parfois des formes « colloïdales » ou arborescentes (*Cf.* planche 34, photos 1 et 2) ou des cristaux maclés par pénétration.

Oligoclase — (*Cf.* feldspaths).

Oligiste — (*Cf.* hématite).

Ouralite — (*Cf.* amphiboles).

Palygorskite — Certaines géodes de roches à silicates calciques renferment de petits amas de fibres de palygorskite.

Pechblende — U_3O_8. Elle présente une structure colloïdale typique, en petits nodules, en filets concrétionnés. Elle donne un spectre de poudre à raies bien marquées, de minéral cubique. On la trouve dans les cassures des roches à silicates calciques et dans une cassure du granite.

Plagioclases — (*Cf.* feldspaths).

Powellite — MoO_4Ca. Se trouve en pseudomorphoses blanchâtres de paillettes de molybdénite sur les affleurements. Elle est vivement fluorescente en jaune d'or sous l'ultra-violet.

Pyrargyrite — S_3SbAg_3. En grains informes, gris de plomb, à poussière rouge, dans le « filon à argent » de l'étage 1 488 m de la mine d'Azegour, étroitement associée à la stéphanite [Permingeat, 1954, c]. En fines inclusions dans certains échantillons de galène de la mine de l'Erdouz.

Pyrite — S_2Fe. La pyrite constitue quelques amas importants dans les roches à silicates calciques de la mine d'Azegour ; assez souvent elle se présente en cristaux assez bien individualisés sur lesquels dominent tantôt les faces du cube, tantôt celles du dodécaèdre pentagonal.

Pyroxènes — Les pyroxènes qui se sont formés par métamorphisme des roches calcaires appartiennent à la série diopside-hédenbergite $2SiO_2$.(Mg,Fe)O.CaO ; ils ne contiennent que très peu d'alumine (*Cf.* tableau XV). Le diopside se présente en très petits cristaux trapus qui constituent des roches compactes, blanches ou légèrement verdâtres. L'hédenbergite, au contraire, se présente en prismes allongés, pouvant atteindre 30 cm de longueur ; elle constitue des roches vert-foncé tout à fait semblables aux skarns typiques ; celles de ces roches dont le grain est moyen, renferment presque constamment de la chalcopyrite. L'hédenbergite s'altère très facilement en ouralite puis subit une pseudomorphose en dolomie, avec formation de chlorite, de talc, et séparation des oxydes de fer, sous l'action de solutions riches en magnésium ; le diopside, au contraire, n'est pas altéré. Dans certains grès calcareux, le métamorphisme a provoqué la formation de pyroxènes alumineux (augites).

Pyrrhotine — SFe (avec déficit de fer). La pyrrhotine est très rare dans la mine d'Azegour. D'une façon générale, elle ne se trouve pas dans les calcaires métamorphiques, par contre elle apparaît dans les roches volcaniques voisines tandis que la pyrite disparaît. Elle est toujours associée à des traces de chalcopyrite ; elle ne contient pas de nickel.

Quartz — SiO_2. Dans la mine d'Azegour le quartz se rencontre sous deux faciès différents. D'une part en cristaux prismatiques, avec les faces $e^2(10\bar{1}0)(2\bar{1}\bar{1})$, terminés par des facettes p(1011) (100) et $e^{1/2}(0\bar{1}11)(2\bar{2}\bar{1})$ inégalement développées. Ce quartz s'est formé à basse température, on le trouve typiquement dans les géodes au voisinage des calcaires, associé à de la dolomie et de la chalcopyrite, dont les cristaux se sont formés sur le quartz. On a recueilli, exceptionnellement, des cristaux de ce type atteignant 10 cm de longueur. Dans les cassures uranifères, le quartz du même type est parfois enfumé.

D'autre part, dans quelques géodes des roches à silicates calciques, notamment dans la partie sud de l'étage 1 418 m, on trouve des cristaux de quartz en isoscéloèdres $b^1(10\bar{1}1)$, sans faces prismatiques. Il s'agit d'un quartz de haute température, né quartz-β. On peut sans doute en déduire que la température au cours du métamorphisme a dépassé 573°. Des cristaux de quartz du même type constituent les phénocristaux de certains filons de porphyres quartziques.

Rammelsbergite — As_2Ni. La rammelsbergite est fréquente dans les cassures de la mine d'Azegour, minéralisées en arséniures ; elle est presque constamment associée à la nickeline et au bismuth natif. Elle se présente souvent en nodules et en rubans d'aspect « colloïdal » (*Cf.* planche 33, photos 1 et 2 ; planche 34, photos 2 et 4 et planche 35, photos 1 et 3). La structure est souvent submicroscopique (la détermination a été vérifiée par spectre de poudre) ; les grains, lorsqu'ils sont visibles, montrent de nombreuses macles.

Safflorite — $As_2(Co,Fe)$. La safflorite n'a été reconnue qu'en très peti-

te quantité dans la cassure uranifère du granite ; elle se présente en petits agrégats étoilés.

Scapolite — (*Cf.* wernérites).

Scheelite — WO_4Ca. La scheelite se présente bien souvent en cristaux automorphes dans les grenatites, mais il est rare de pouvoir les dégager sans les briser. Une grenatite friable, se trouvant à l'entrée de la colonne 5M à l'étage 1 448 m, a fourni quelques beaux cristaux atteignant 2 cm. Ce sont des octaèdres $a^1(101)$ simples ou avec facettes $b^{1/2}$ (111), 1/2 s [π (311)] et 1/2 x[π(513)]. La scheelite d'Azegour ne contient que très peu de molybdène, ce qui se traduit par sa fluorescence bleue, avec rarement des zones à fluorescence jaunâtre, sous l'ultra-violet, et par sa densité élevée. L'analyse d'un cristal de densité 6,06, a donné : WO_3 79,73 ; MoO_3 0,31 ; CaO 19,41 ; Fe_2O_3 0,10 ; SiO_2 traces ; total 99,55 [Permingeat, 1954, b].

Scorodite — $AsO_4Fe.2H_2O$. Forme des croûtes vertes, cristallines, d'altération sur le mispickel de Tiguelilt.

Séricite — (*Cf.* micas).

Sidérose — CO_3Fe. Rare, elle s'est formée exceptionnellement en nodules à cristallisation grossière, sur la bordure du massif calcaire, au voisinage des colonnes de chalcopyrite. Elle est relativement riche en manganèse.

Skuttérudite — As_3Co. Rare, en petits grains associés aux arséniures de nickel dans la minéralisation des cassures.

Smithsonite — Co_3Zn. Se trouve en très petite quantité aux affleurements des filons plombo-zincifères encaissés dans les calcaires du jebel Aborji.

Sphène — $SiO_2.TiO_2.CaO$. Se trouve en grains microscopiques dans beaucoup de roches métamorphiques d'origine éruptive ; il est particulièrement abondant dans les roches pyroclastiques et dans certains filons de porphyre sans quartz.

Stéphanite — S_4SbAg_5. Etroitement associée à la pyrargyrite dans le « filon à argent » de la mine d'Azegour. Dans les vacuoles elle se présente en petits cristaux gris de plomb, de forme générale arrondie, à nombreuses faces (9 principales ; 3 accessoires et 9 rares, dans les zones pm, pg^1, pg^2 et mg^1). En sections polies, la stéphanite se distingue facilement de la pyrargyrite par des teintes de polarisation beaucoup plus sombres, l'absence de réflexions internes rouges, et l'abondance des macles polysynthétiques.

Talc — $4SiO_2.3MgO.H_2O$. S'est formé par altération des silicates calciques sous l'action de solutions magnésiennes ; en particulier l'altération des wollastonitites donne parfois des roches formées presque entièrement de talc.

Tourmaline — La tourmaline est rare dans la région d'Azegour. On n'en trouve que quelques petits prismes noirs, çà et là, dans les fissures des schistes métamorphiques sur la bordure du granite. Des prismes microscopiques de tourmaline, tantôt bruns, tantôt verdâtres, sont constamment présents dans les schistes métamorphiques ou non. On remarquera qu'on

ne connaît pas de minéraux borés dans les calcaires métamorphiques d'Azegour.

Wad — Oxydes de manganèse friables. Un peu de manganèse accompagne le fer dans les calcaires métamorphiques et dans les formations hydrothermales. Par altération, les oxydes de manganèse s'individualisent plus ou moins sous forme de wad, que l'on trouve en très petite quantité sur les affleurements filoniens et dans les « coupes de fer » de la mine d'Azegour.

Wernérites — Il existe quelques calcaires à scapolite et quelques roches à wernérites, dans l'auréole de métamorphisme. Le minéral n'est guère reconnaissable qu'en plaque mince, il est chloré (*Cf.* tableau XV, anal. 7) et ses indices de réfraction correspondent à peu près au milieu de la série.

Wollastonite — SiO_2CaO. On rencontre dans les grenatites de petites masses de roches formées de wollastonite en lamelles ne dépassant guère 2 à 3 cm de longueur ; d'autres roches sont constituées de wollastonite et de diopside ; mais par contre la wollastonite ne se trouve pas comme constituant des grenatites. D'après l'analyse 5 du tableau XV, la wollastonite paraît contenir un peu de magnésium. Elle s'altère très facilement soit en talc, soit en calcite.

Wulfénite — MoO_4Pb. Rare, elle n'a été trouvée qu'exceptionnellement sur les affleurements de filons plombo-zincifères au N d'Azegour et à l'Asif el Mal.

Zircon — $SiO_2.ZrO_2$. Très rare, en prismes microscopiques dans quelques échantillons de grès schisteux.

BIBLIOGRAPHIE [1]

AGARD J. et MORIN Ph. (1949) : Découverte de la scheelite et du wolfram dans le massif du Jebel Aouam (Maroc Central). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 2, pp. 159-162.

* AGARD J. et PERMINGEAT F. (1952) : Etain, wolfram et molybdène *in* Géologie des gîtes minéraux marocains, *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, n° 87 (et *XIX^e Congr. géol. intern.*, Alger, monogr. rég., 3^e sér. : Maroc, n° 1), Chap. 1, pp. 17-44.

AGARD J. et ZIEGLER V. (1951) : Présence de la scheelite en bordure du granite des Zaër, Maroc Central. *C.R. Acad. Sci.* Paris, t. 232, pp. 2121-2123.

AHLFELD F. (1941) : Zoning in the Bolivian tin belt. *Econ. Geol.*, vol. 36, pp. 569-588.

ANDERSON A. L. (1948) : Tungsten mineralization at the Ima Mine, Blue Wing district, Lemhi county, Idaho. *Idem*, vol. 43, pp. 181-206.

BALK R. (1948) : Structural behavior of igneous rocks. *Geol. Soc. Amer.*, Memoir 5 (et *Edwards Brothers*, Ann Arbor, Michigan).

BARRABÉ L. (1953) : Les roches intrusives à hornblende brune des Pyrénées, plus particulièrement des Corbières orientales (Pyrénées-Orientales et Aude) et leur comparaison avec les roches analogues de la zone rifaine méridionale du Maroc. *C. R.* 19^e *session, Congr. géol. intern.*, Alger, Section 6, Fasc. 6, pp. 9-21.

BARTH T. W. F. (1955) : Température de formation de certains granites précambriens de Norvège méridionale, *Sciences de la Terre*, Nancy, n° hors série, pp. 119-129.

BATEMAN A. M. (1949) : Economic mineral deposits. *John Wiley*, New-York.

(1) Les publications qui concernent le gisement d'Azegour ou sa région, et celles qui s'y réfèrent, sont marquées d'un astérisque.

Bizard C. et Ziegler V. (1955) : Contribution à l'étude des gîtes hypothermaux et pyrométasomatiques en fonction de la pétrographie, dans la bordure orientale du massif du Tichka (Haut Atlas occidental). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 11, pp. 113-154.

* Bondon J. (1937) : Molybdène marocain et marché mondial du molybdène. *B. économique du Maroc*, vol. 4, n° 15, pp. 3-32.

Bouladon J. et Jouravsky G. (1954, a) : Sur la véritable nature de certaines laves de la série volcanique du Précambrien III de Tiouine (Région de Ouarzazate, Sud marocain). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 238, pp. 599-601.

Bouladon J. et Jouravsky G. (1954, b) : Les ignimbrites du Précambrien III de Tiouine et du Sud marocain, *Notes Serv. géol. Maroc.*, t. 8, pp. 37-57.

Bouladon J. et Jouravsky G. (1955) : Les gisements de manganèse volcanogènes de Tiouine (Infracambrien du Sud marocain). Etude pétrographique et métallogénique. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, n° 127.

* Bourg P. et Permingeat F. (1954) : Remarques sur les sources d'Imi n'Talat et d'Anerni, Haut Atlas des Guedmioua. *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 10, pp. 145-149.

* Branche G., Chervet J. et Guillemin C. (1951) : Nouvelles espèces uranifères françaises. *B. Soc. fr. Minér. Crist.*, 74, pp. 457-488.

Caillère S. et Kraut F. (1947) : Sur une zone tungstifère d'origine métamorphique dans le Massif de Belelieta (Algérie). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 225, pp. 129-131.

Choubert G. et Marçais J. (1952) : Géologie du Maroc. Fasc. 1, 1re partie : Aperçu structural ; 2e partie : Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas. *Notes et M. Serv. géol., Maroc*, n° 100.

* Choubert G., Eberhardt P., Geiss J., Houtermans F. G. et Signer P. (1956) : Les « âges conventionnels » des galènes de certains gisements de plomb du Maroc. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 243, pp. 286-288.

Christophe-Michel-Lévy (Mme M.) (1956) : Reproduction artificielle des grenats calciques : grossulaire et andradite. *B. Soc. fr. Minér. et Crist.*, t. 74, pp. 124-128.

Cloos H. (1923) : Das Batholitenproblem. *Verlag Gebrüder Borntraeger*, Berlin.

* Coutin M. (1926) : Sur un gisement de molybdénite du Maroc. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 182, pp. 482-483.

Daly R. A. (1933) : Igneous rocks and the depths of the earth. *McGraw Hill Book Co.*, New-York et Londres.

Demay A. (1953) : Sur la structure et la genèse de quelques types de microgranites et d'aplites et de granites, présentant quelques caractères microgranitiques. *C. R.* 19e *session, Congr. géol. intern.*, Alger, section 6, fasc. 6, pp. 139-151.

* Demyb L. et Deribéré M. (1938) : Le Molybdène. *Mines, carrières, grandes entreprises*, Paris, n° 183, pp. 1-6.

* Despujols P. (1930) : Note sur l'industrie minière au Maroc. *Encycl. colon. et marit.*, Paris, fasc. 10.

Despujols P. (1933) : Historique des recherches géologiques au Maroc (zone française) des origines à 1930. *Notes et M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, n° 25.

* Despujols P. (1936) : Historique des recherches minières au Maroc (zone française) des origines à 1930. *Idem*, n° 37.

* Despujols P. (1937) : Note sur l'industrie minière au Maroc. *Idem*, n° 46.

* Despujols P. (1940) : L'industrie minière (Le Maroc). *Encycl. colon. et marit.*, Paris, n° spécial.

Despujols P. et Termier H. (1946) : Introduction à l'étude de la métallogénie et à la prospection minière. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, n° 66.

Destombes J. P., Guitard G. et Lougnon J. (1951) : Présence de la scheelite dans les zones de contact des granites hercyniens des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 233, pp. 1380-1.

* Dolisie P. (1951) : Azegour et la Société « Le Molybdène ». *B. liaison Bur. Rech. et Parcicip. minières*, Rabat, n° 11, pp. 15-20.

* Dresch J. et Roch E. (1934) : Esquisse tectonique de la région d'Amismiz. *B. Soc. géol. Fr.*, Paris, pp. 165-179.

* Dresch J. (1941) : Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif central du grand Atlas, le Haouz et le Sous (avec carte au 1/200 000). *Arrault*, Tours.

* Duparc L. (1930, a) : Les gisements de molybdénite d'Azegour. *Mém. Congr. intern. Mines, Métall., Géol. appliquée*, 6e session, *Liége*, pp. 75-80.

* Duparc L. (1930, b) : Sur le gîte de molybdénite d'Azegour. *C. R. séances Soc. Phys. Hist. nat.*, Genève, vol. 47, pp. 76-77.

* Duparc L. (1930, c) : Sur les phénomènes de contact du granite d'Azegour et sur le gisement de molybdénite. *B. suisse Minér. Pétrogr.*, vol. X, p. 480.

* Duparc L. (1930, d) : Rapport sur le gîte de molybdénite d'Azegour (Maroc). *De Matteis*, Paris.

* Duparc L. (1932) : Sur les roches éruptives et métamorphiques d'Azegour. *B. suisse Minér. Pétrog.*, vol. XII, pp. 533-536 (et *Vorhandl schweiz. Naturforschenden gesells.*, Aarau, vol. 113, pp. 348-351).

* Duparc L. et Amstutz J. (1932) : Sur la classification des gîtes métallifères. *B. suisse Minér. Pétrog.*, vol. XII, pp. 5-26.

Edwards A. B. (1947) : Textures of the ore minerals and their significance. *Austral. Instit. Mining Metal.*, Melbourne.

Edwards A. B., Baker G. et Callow K. J. (1956) : Metamorphism and metasomatism at King Island scheelite mine. *J. Geol. Soc. Australia*, Adelaïde, vol. 3, pp. 55-98.

Eskola P. (1920) : The mineral facies of rocks. *Norsk Geol. Tidsskr.*, 6, pp. 143-194.

Everhart D. L. et Wright R. J. (1953) : The geologic character of typical pitchblende veins. *Econ. Geol.*, vol. 48, pp. 77-96.

* Eyssautier L. (1952) : L'industrie minière au Maroc (zone française). *Notes et M. Serv. géol.*, n° 88 (et *XIX^e Congr. géol. intern.*, Alger, Monogr. région., 3^e sér., Maroc, n° 2).

Faust G. T. (1949) : Dedolomitization and its relation to a possible derivation of a magnesium-rich hydrothermal solution. *Amer. Miner.*, vol. 34, pp. 789-823.

Frey R. (1937) : La classification moderne des roches éruptives. *Notes et M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, n° 44.

* Galopin R. (1933) : Esquisse d'étude sur les minéraux opaques d'Azegour. *C. R. séances Soc. Phys. Hist. natur.*, Genève, vol. 50, pp. 164-168.

Geffroy J. (1953) : Les minéralisations du granite et du complexe métamorphique de Raon-l'Etape (Vosges). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 236, pp. 1293-1295.

Geffroy J. et Sarcia J. A. (1954) : Contribution à l'étude des pechblendes françaises. *Sciences de la Terre*, Nancy, t. 2, n° 1 et 2.

Goldschmidt V. M. (1954) : Geochemistry *(édité par* A. Muir*)*. *Clarendon Press*, Oxford.

Graton L. C. (1940) : Nature of the ore-forming fluid. *Econ. Geol.*, vol. 35, pp. 197-358.

Greenwood R. (1943) : Effect or chemical impurities on scheelite fluorescence. *Idem*, vol. 28, pp. 56-64.

Grip E. (1951) : Tungsten and molybdenum in sulphide ores in northern Sweden. *Geol. Fören Forhandl.*, t. 73, pp. 455-472.

* Grosclaude R. (1933) : Etude du gisement de molybdénite d'Azegour. *Fac. Sci. Genève*, thèse n° 928.

Grout F. F. (1932) : Petrography and petrology. *McGraw Hill Book Co.*, New-York et Londres.

Grubenmann U. et Niggli P. (1924) : Die Gesteinmetamorphose. *Verlag Gebrüder Borntraeger*, Berlin.

Guitard G. (1956) : Contrôles régionaux pour une recherche des gîtes de scheelite dans les Pyrénées. *Revue Industrie minér.*, Saint-Etienne, n° spécial 1R, pp. 85-94.

Guitard G. et Pierrot R. (1957) : Sur la présence d'eulylite et de mixite dans la minéralisation bismuthifère du Pic de Costabonne (Pyrénées Orientales). *B. Soc. fr. Minér. Crist.*, t. 80, pp. 229-231.

Hall A. J. (1941) : The relation between colour and chemical composition in the biotites. *Amer. Miner.*, vol. 26, pp. 29-33.

Harker A. (1932) : Metamorphism. A study of the transformations of rock-masses. *Methuen and Co.*, Londres.

Hatch F. H., Wells A. K. et Wells M. K. (1949) : The petrology of the igneous rocks. 10e ed., *Murby et Co.*, Londres.

* Hébrard F. (1939) : Etude sur le gisement de molybdénite, cuivre, plomb et zinc d'Azegour (Maroc). *Soc. de Rech. min. du Falta*, Paris.

* Heim A. (1932) : Observations tectoniques dans le Haut Atlas. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 10, pp. 128-129.

* Heim A. (1934) : The molybdenum Mine at Azegour. *Econ. geol.*, vol. 29, n° 1, pp. 76-83.

Hess F. L. (1919) : Tactite, the product of contact metamorphism. *Amer. J. Sci.*, vol. 48, pp. 377-8.

Hess F. L. et Larsen E. S. (1920) : Contact metamorphic tungsten deposits of the United states. *U. S. Geol. Survey*, B. 725, pp. 245-309.

Hess F. L. et Schaller W. T. (1914) : Colorado ferberite and the wolframite series. *Idem*, 583, pp. 1-75.

* Hiessleitner G. (1954) : Ein metallogenischer Querschnitt durch den Hohen Atlas und Hinblick auf die alpine Metallogenese. *Berg und Hüttenmännische Monatshefte*, Vienne, Heft 4, pp. 61-76.

Jahns R. H. et Glass J. J. (1944) : Beryllium and tungsten deposits of the Iron Mountain district, Sierra and Socorro counties, New Mexico. *U. S. geol. Survey*, B. 945-C, pp. 45-79.

JOHANNSEN A. (1931-1938) : A descriptive petrography of the igneous rocks. *University Chicago Press*, 4 vol.

JOHNSTON W. D. JR et VASCONCELLOS (F. MOARCYR DE) (1945) : Scheelite in Northeastern Brazil. *Econ. Geol.*, vol. 40, pp. 34-50.

* JOURAVSKY G. et PERMINGEAT F. (1952) : Gisements miniers du Sud marocain (Minéralogie et Métallogénie). Livret-guide de l'excursion C 39. *XIX^e Congr. géol. intern.*, Alger, sér. Maroc, n° 1.

JUNG J. (1949) : Les gneiss œillés de Bort les Orgues (Corrèze). *Livre jubilaire Ch. Jacob, Ann. Hébert et Haug*, Paris, t. 7, pp. 223-238.

JUNG J. (1955) : Contribution à l'étude du mode de formation de la durbachite de Sainte-Croix-aux-Mines. *Sciences de la Terre*, Nancy, n° hors série, pp. 77-86.

JUNG J. et ROQUES M. (1952) : Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *B. Serv. Carte géol. France*, t. 50, n° 235.

KERR P. F. (1940) : Tungsten-bearing manganese deposit at Golconda, Nevada. *Geol. Soc. Amer.*, B. 51, pp. 1359-80.

KERR P. F. (1946) : Tungsten mineralization in the United States. *Geol. Soc. Amer.*, Mem. 15.

KING B. C. (1955) : Syénitisation de granites à Semarule près de Molepolole, Protectorat du Bechuanaland. *Sciences de la Terre*, Nancy, n° hors série, pp. 1-16.

KLEPPER M. R. (1947) : The Sangdong tungsten deposit, Southern Korea. *Econ. Geol.*, vol. 42, pp. 465-477.

LACROIX A. (1898) : Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (Premier mémoire). Les contacts de la Haute Ariège. *B. Serv. Carte géol. France*, t. 10, n° 64, p. 241-306.

LACROIX A. (1900) : Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (deuxième mémoire). Les contacts de la Haute-Ariège, de l'Aude, des Pyrénées Orientales et des Hautes-Pyrénées. *Idem*, t. 11, n° 71, p. 50.

LACROIX A. (1904) : La Montagne Pelée et ses éruptions. *Masson*, Paris.

LACROIX A. (1910) : Minéralogie de la France et de ses colonies. t. 4, pp. 275-295, *Béranger*, Paris.

LACROIX A. (1919) : Dacites et dacitoïdes à propos des laves de la Martinique. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 168, pp. 297-302.

LACROIX A. (1930) : Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent. *Livre jubil. Centen. Soc. géol. Fr.*, t. 2, pp. 431-472.

LACROIX A. (1933) : Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. *B. Serv. géol. Indochine*, t. 20, fasc. 3, pp. 1-208.

LACROIX A. (1936) : Le volcan actif de l'île de la Réunion et ses produits. *Gauthier-Villars*, Paris.

* LADAME G. (1933) : La flottation de la molybdénite à Azegour. *B. suisse Minér. Pétrog.*, vol. 13, p. 397.

* LADAME G. (1935) : Le minerai de molybdénite d'Azegour (Maroc). Son gisement. Son traitement. *Mines, carrières, grandes entrepr.*, Paris, n° 155, pp. 1-8.

LAFFITTE P. (1957) : Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. *Masson*, Paris.

LAPADU-HARGUES P. (1949) : Contribution aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme. *B. Soc. géol. France*, 5e série, t. 19, pp. 89-110.

LAPADU-HARGUES P. (1953) : Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. *Idem*, 6e série, t. 3, pp. 153-173.

LAPPARENT (J. DE) (1923) : Leçons de pétrographie. *Masson*, Paris.

LAUNAY (L. DE) (1913) : Traité de métallogénie : Gîtes minéraux et métallifères, *Béranger*, Paris, 3 vol.

LEBLANC P. (1952) : Sur la présence de wolframite en bordure du massif granitique de Tafraout (Anti-Atlas occidental, Maroc). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 235, pp. 1236-8.

LI K. C. et WANG C. Y. (1943) : Tungsten, its history, geology, ore-dressing, metallurgy, chemistry, analysis, applications, and economics. *Reinhold Publ. Corp.*, New-York.

LILLEY E. R. (1936) : Economic geology of mineral deposits. *H. Holt and Co*, New-York.

LINDGREN W. (1905) : The copper deposits of the Clifton Morenci district, Arizona. *U. S. Geol. Survey*, Prof. paper 43.

LINDGREN W. (1928) : Mineral deposits. 3e éd., *McGraw Hill*, New-York.

LINDGREN VOLUME (1933) : Ore deposits of the Western States. *Amer. Instit. Mining Metall. Engin.*, New-York.

MACKENZIE W. S. (1954) : The orthoclase-microcline inversion. *Miner. Mag. G. B.*, vol. 30, pp. 354-366.

MARMO V. (1955, a) : On the microcline of the granitic rocks of central Sierra Leone. *Schweiz. Miner. Petrog. Mitt.*, Bd 35, pp. 155-167.

MARMO V. (1955, b) : Reply on the remarks of Prof. F. Laves. *Idem*, Bd 35, pp. 298-299.

* MARMO V. et PERMINGEAT F. (1957) : A propos des feldspaths potassiques du granite d'Azegour (Maroc). *B. Soc. fr. Minér. Crist.*, t. 80, pp. 509-522.

MASON B. (1952) : Principles of Geochemistry. *Wiley and sons*, New-York.

* MORET L. (1931, a) : Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech. *Notes et M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, n° 18.

* MORET L. (1931, b) : Carte géologique de l'Atlas de Marrakech au 1 200 000 et notice explicative. *Idem*, Rabat, n° 19.

* MORET L. (1934) : Sur la non existence de la nappe de l'Erdouz de A. Heim. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 53-55.

MORIN Ph. (1951) : Découverte du wolfram dans le massif du Tazzeka. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 233, pp. 705-706.

NEIVA (J. M. COTELO) (1944) : Jazigos portugueses de cassiterite e de wolframite. *Com. Serv. géol. Portugal*, t. 25.

* NELTNER L. (1935) : Granites du Haut-Atlas. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 70-71.

* NELTNER L. (1938) : Etudes géologiques dans le sud marocain (Haut Atlas et Anti-Atlas). *Notes et M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, n° 42.

NEWHOUSE W. H. (1942) : Ore deposits as related to structural features. *Princeton University Press.*

* NICOLET S. et BRANDENBERGER E. (1933) : La duparcite, un nouveau silicate de contact. Roentgenographische Untersuchung des Duparcits. *B. suisse Minér. Pétr.* vol. XIII, pp. 222-231.

NIGGLI P. (1954) : Rocks and mineral deposits. (Traduction par R. L. Parker). *Freeman and Co*, San Francisco.

ORCEL J. (1954) : La métallogénie. *B. Soc. fr. Minér. Crist.*, 77, pp. 573-597.

* PERMINGEAT F. (1950) : Présence de l'uranium et du tungstène dans la minéralisation d'Azegour (Haut Atlas des Guedmioua). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 16 janvier 1950 (publié t. 234, pp. 123-124, 1952).

* PERMINGEAT F. (1951, a) : Présence de la scheelite dans la minéralisation du gîte d'Azegour, Haut Atlas, Maroc. *Idem*, t. 232, pp. 92-94.

* Permingeat F. (1951, b) : Présence de la scheelite dans les tactites de Sidi bou Othmane, Jebilet, Maroc. *Idem*, t. 232, pp. 2123-5.

* Permingeat F. (1952, a) : Présence de la pechblende dans la minéralisation du gîte d'Azegour, Haut Atlas, Maroc. *Idem*, t. 234, pp. 232-233.

* Permingeat F. (1952, b) : Uranium, thorium et terres rares. *in* Géologie des Gîtes minéraux marocains. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, n° 87, (et *XIX*e *Congr. géol. intern.*, Alger, monogr. région. 3e sér., Maroc, n° 1), chap. 3, pp. 81-85.

Permingeat F. (1952, c) : Découverte de la niobite dans les pegmatites de Sidi bou Othmane, Jebilet. *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 6, pp. 247-253.

* Permingeat F. (1954, a) : Découverte du bismuth natif à Tiguelilt (Haut Atlas central). *Idem*, t. 9, pp. 93-95.

* Permingeat F. (1954, b) : Sur quelques cristaux de scheelite de la mine d'Azegour. *Idem*, t. 9, pp. 121-124.

* Permingeat F. (1954, c) : Description provisoire des espèces minérales du Maroc - I : Mauchérite, argentite, pyrargyrite, stéphanite. *Ibid*, t. 9, pp. 129-133.

* Permingeat F. (1954, d) : Les filons de minette satellites du granite d'Azegour, Haut Atlas. *Idem*, t. 10, pp. 81-88.

* Permingeat F. (1954, e) : Description provisoire des espèces minérales du Maroc - II : Gersdorffite d'Azegour. *Idem*, t. 10, pp. 131-141.

* Permingeat F. (1954, f) : La stéphanite du gisement d'Azegour, Haut Atlas, Maroc, *B. Soc. fr. Minér. Crist.*, t. 77, pp. 1254-1259.

* Permingeat F. (1955) : Description provisoire des espèces minérales du Maroc - III : Millérite d'Azegour. *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 11, pp. 167-172.

* Permingeat F. (1956, a) : Allanite et épidote dans des cornéennes de la mine d'Azegour. *Idem*, t. 14, pp. 125-138.

* Permingeat F. (1956, b) : Description provisoire des espèces minérales du Maroc - VI : Allanite des pegmatites d'Azegour. *Idem*, t. 14, pp. 140-141.

Permingeat F. et Termier H. et G. (1950) : Sur la présence de la scheelite dans le massif du Tichka (Haut Atlas, Maroc). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 231, pp. 1155-6.

Perrin R. et Roubault M. (1954) : De la cristallisation des matériaux industriels à la genèse des roches grenues. *B. Soc. fr. Minér. Crist.*, t. 77, pp. 551-572.

* Raguin E. (1945) : Les roches éruptives des environs d'Azegour dans l'Atlas de Marrakech, Maroc - *B. Soc. géol. Fr.*, t. 15, pp. 365-374.

Raguin E. (1946) : Géologie du granite. *Masson*, Paris.

* Raguin E. (1949) : Géologie des gîtes minéraux. *Masson*, Paris.

* Raguin E. (1954) : Commentaires sur la pétrographie marocaine à propos des excursions effectuées au cours du XIX^e Congr. géol. intern., *in* Compte rendu des excursions au Maroc. *XIX^e Congr. géol. intern.*, Alger, sér. Maroc, n° 16, pp. 64-83.

* Raguin E. (1954) : Contribution de la minéralogie aux progrès de l'art des Mines. *B. Soc. fr. Minér. Crist.*, t. 77, pp. 110-131.

Raguin E. et Destombes J. P. (1948) : Massif granitique du Lys-Caillaouas dans la Haute-Garonne. *B. Soc. géol. Fr.*, vol. 18, pp. 75-88.

Ramberg H. (1952) : The origin of metamorphic and metasomatic rocks. A treatise on recrystallization and replacement in the earth's crust. *University of Chicago Press.*

Ramdohr P. (1950) : Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. *Akademie Verlag*, Berlin.

Rankama K. et Sahama T. G. (1950) : Geochemistry. *University of Chicago Press.*

Rankama K. (1954) : Isotope geology. *Pergamon Press*, Londres.

Rastall R. H. (1927) : Physico-chemical geology. *Arnold and Co*, Londres.

Read H. H., Buddington A. F., Grout F. F., Goodspeed G. E. et Bowen N. L. (1948) : Origin of granite. *Geol. Soc. Amer.*, Mem. 28.

Reynolds D. L. (1946) : The sequence of geochemical changes leading to granitization. *Quart. J. geol. Soc. London*, vol. 102, pp. 389-448.

Rinne F. (1950) : La Science des roches (traduction L. Pervinquières). Nouvelle éd. par L. Bertrand et J. Orcel. *Lamarre*, Paris.

* Roch E. (1930) : Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. *Notes et M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, Rabat, n° 9.

* Roch E. (1931) : Carte géologique provisoire de l'Atlas occidental au 1/200 000 (et notice explicative). *Idem*, n^os 12 et 13.

* Roch E. (1950) : Histoire stratigraphique du Maroc. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, n° 80.

Rogers A. F. et Kerr P. F. (1942) : Optical mineralogy. 2^e éd., 5^e impression, *McGraw Hill Book Co*, New-York et Londres.

ROSENBUSCH H. (1877) : Die Steiger Schiefer und ihre contact-zone an den Granititen von Bar-Andlau und Hohwald. *Abh. z. geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen*, Strasbourg.

ROUBAULT M. (1955) : Essai de classification des gisements d'uranium et de thorium. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 240, pp. 214-216.

* RUËT (A. DE LA) (1925) : Note sur un gisement de molybdénite dans la vallée de l'oued Aker, dans le Haut Atlas marocain. *B. Soc. Sci. natur. Maroc*, t. 5, pp. 119-120.

* RUËT (A. DE LA) et CHÉTELAT (L. DE) (1925) : Note sur la géologie et la métallogénie des Guedmioua (Haut Atlas marocain). *B. Soc. Sci. natur. Maroc*, t. 5, pp. 198-213.

* RUËT (A. DE LA) (1927) : Les gisements métallifères des Guedmioua (Haut Atlas marocain). *La vie techn. et industr.*, Paris, janvier 1927.

SAN MIGUEL ARRIBAS A. (1953) : Observations pétrologiques sur les roches lamprophyriques de la Costa Brava catalane (Bagur). *C. R. XIX^e session Congr. géol. intern.*, Alger, section 6, fasc. 6, pp. 77-99.

* SCHNEIDERHÖHN H. (1941) : Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. *Verlag Gustav Fisher*, Iéna.

SCHNEIDERHOHN H. et RAMDOHR P. (1931) : Lehrbuch der Erzmikroskopie. *Verlag Gebrüder Borntraeger*, Berlin.

SHAND S. J. (1949) : Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorites, *John Wiley and Sons*, New-York.

SULLIVAN C. J. (1948) : Ore and granitization. *Econ. Geol.*, vol. 43, pp. 471-498.

TERMIER H. (1936) : Etudes géologiques sur le Maroc Central et le Moyen-Atlas septentrional. *Notes et M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, n° 33.

TERMIER H. et G. (1945, a) : Le massif granito-dioritique du Tichka : caractères généraux. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 35-36.

TERMIER H. et G. (1945, b) : Le massif du Tichka : roches métamorphiques. *Idem*, pp. 45-46.

TERMIER H. et G. (1945, c) : Le massif du Tichka : migmatites et plutonites, filons et minéralisation. *Ibid*, pp. 65-66.

TERMIER H. et G. (1945, d) : Le problème du diorite et des roches qui lui sont associées dans le massif du Tichka. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 81-82.

TERMIER H. et G. (1946) : L'évolution des roches dans le massif du Tichka. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 223, pp. 580-582.

TERMIER H. et G. (1953) : Géologie et pétrogénèse. *Public. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. sér., *B.* n° 2.

TERMIER H. et G. (1956-57) : L'évolution de la lithosphère : tome 1. — Pétrogenèse (1956).
Tome 2. — Orogénèse. — fasc. 1 (1956), fasc. 2 (1957). *Masson*, Paris.

TERMIER H., OWODENKO B. et AGARD J. (1950) : Les gîtes d'étain et de tungstène de la région d'Oulmès. Etude géologique, pétrographique et métallogénique. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, n° 82.

TILLEY C. E. (1924) : The facies classification of metamorphic rocks. *Geol. Mag., G. B.*, t. 61, pp. 167-171.

TILLEY C. E. (1931) : The dolerite-chalk contact of Scawt Hill, Co. Antrim. *Idem*, t. 22, pp. 439-468.

TILLEY C. E. (1951) : The zoned contact-skarns of the Broaford area, Skye : a study of boron-fluorine metasomatism in dolomites. *Idem*, t. 29, pp. 621-666.

* TOURNAY M. (1954) : Dosage du tungstène par spectrographie X et colorimétrie dans des calcaires métamorphiques faiblement minéralisés. *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 9, pp. 97-104.

TRÖGER W. E. (1952) : Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinbildenden Minerale. *E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung*, Stuttgart.

TURNER J. (1948) : Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer.*, Mem. 30.

TUTTLE O. F. (1955) : L'origine et la classification des granites à la lumière des études expérimentales dans le système $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O. *Sciences de la Terre*, n° hors série, pp. 299-309.

TYRREL G. W. (1937) : The principles of petrology. An introduction to the Science of rocks. 4e éd., *Methuen*, Londres.

URBAIN P. (1954) : Données récentes sur la distribution des éléments rares dans les minéraux et dans les roches. *B. Soc. fr. Minér. Crist.*, t. 77, pp. 531-537.

* VON DER WEID F. (1939) : Quelques faits nouveaux dans la géologie de l'Atlas de Marrakech. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 148.

* VON DER WEID F. (1940, a) : Croquis géologique de la région des Guedmioua (Atlas de Marrakech). *C. R. séances Soc. Phys. Hist. natur.*, Genève, t. 56, pp. 130-133.

* VON DER WEID F. (1940, b) : Minéralisations de la région des Guedmioua. *Idem*, t. 56, pp. 133-136.

* Von der Weid F. (1941, a) : Le problème des failles dans le territoire des Guedmioua (Atlas de Marrakech, Maroc). *Idem*, t. 57, pp. 38-44.

* Von der Weid F. (1941, b) : Le gisement de molybdénite d'Azegour et la région des Guedmioua (Atlas de Marrakech, Maroc). *Libr. Univers.* Genève.

Wegmann E. (1955) : Les ordres de grandeur dans les phénomènes métasomatiques des roches. *Sciences de la Terre*, Nancy, n° hors série, pp. 169-176.

Weppe M. (1951) : Contribution à l'étude des gîtes de tungstène français. Puy-les-Vignes (Haute-Vienne), la Châtaigneraie (Cantal). *Géol. appliquée et Prosp. minière*, Nancy, t. 3, pp. 1-207.

Willbourn E. S. et Ingham T. (1933) : The geology of the scheelite mine, Kramat Pulai Tin Limited, Kinta, Federated Malay States. *Quart. J. Geol. Soc. London*, t. 89, part. 4, pp. 449-479.

Wyart J. (1947) : Solubilité de la potasse dans la vapeur d'eau et cristallisation de la silice amorphe. *B. soc. fr. Minér. Crist.*, t. 70, pp. 325-330.

Wyart J. et Sabatier G. (1956, a) : Mobilité des ions alcalins et alcalino-terreux dans les feldspaths. *Idem*, t. 79, pp. 444-448.

Wyart J. et Sabatier G. (1956, b) : Transformations mutuelles des feldspaths alcalins. Reproduction du microcline et de l'albite. *Ibid*, t. 79, pp. 574-581.

Ziegler V., Bizard C., Bourrieau P. et Frehring P. (1952) : Sur la présence de scheelite et d'or natif et leur mode de gisement dans la bordure orientale du massif granito-dioritique du Tichka (Haut Atlas, Maroc). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 234, pp. 862-863.

Documents inédits

* Alnikine N., Hébrard F., Tanon J., Bourg P., Poniecki I. *Arch. soc.* « *Le Molybdène* », Azegour.

* Charli C., Forey C., Vergerio R., Cornu P., Jouravsky G., Raguin E., Pélerin R., Fabre P., Ziegler V., Bizard C., Bourrieau P., Frehring P., Geffroy J. *Arch. Serv. Mines et Serv. géol. Maroc*, Rabat.

* Clariond L., Fauvelet E. *Arch. Bur. Recherches et Particip. minières.*

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE 1

1 Rive droite de l'Ouadaker entre Azegour et Tizgui. La couverture crétacée, au pied de laquelle court la piste d'Amismiz est bien visible. Le Paléozoïque est entaillé par la vallée de l'Ouadaker. Sur le flanc on distingue la piste reliant le village minier (à droite), le carreau de la mine d'Azegour, le village de Tizgui (à gauche) et la mine de Tizgui (un peu en aval, non visible sur la photo). Un filon de porphyre quartzique se suit depuis le carreau de la mine vers le N ; il rejoint le granite vers le N et vers le S. La bande calcaire centrale court sur le flanc de la vallée depuis le village minier jusqu'à la mine de Tizgui où elle traverse l'Ouadaker pour escalader le jebel Aborji. Un gros filon de microgranite N-S apparaît sur la pente, un peu à l'E de la bande calcaire. Le granite est visible à l'extrême droite, et sur la gauche, au-dessous du village de Tizgui (Photo G. Gayou).

2 Village minier d'Azegour et plateau de Toulkine. Le Crétacé du jebel Timerhit (2 035 m), couronné par la corniche sénonienne et entaillé par la vallée de l'Ouadaker, repose sur le Paléozoïque arasé et légèrement basculé vers le Sud. Au dernier plan : massif paléozoïque de l'Erdouz (3 575 m) séparé de la région d'Azegour par l'accident de Medinet. Le massif granitique arasé s'étend largement sur la rive gauche de l'Ouadaker ; le village minier est construit sur un éperon granitique. Au premier plan : schistes paléozoïques enserrant la « bande calcaire principale » dans laquelle est creusée la mine d'Azegour, on aperçoit l'usine de traitement des minerais sur la droite de la photo (Photo G. Gayou).

1

2

PLANCHE 2

1 — Paroi granitique dominant l'Ouadaker à Azegour. Les grands plans de fissuration presque verticaux ont une direction N 60° E. Les blocs de granite sont en outre limités par des plans de fissuration verticaux de direction N-S, presque parallèle à la direction de l'Ouadaker. La fissuration suivant un plan horizontal est peu nette (Photo P. Durchon).

2 — Vue aérienne du granite sur la rive gauche de l'Ouadaker. Les directions de fissuration sont mises en évidence par l'érosion. La fissuration N 60° E est la plus constante. La fissuration NNW apparaît bien sur la droite de la photo. La fissuration N-S, quoique très régulière, n'a pas été soulignée aussi vivement que les précédentes par l'érosion. La fissuration E 30° S n'est pas visible (le N est vers le bas). (Photo M. Gayou).

1

2

PLANCHE 3

1 — Orthose (microperthite) du granite d'Azegour. Elle est généralement riche en albite (traînées blanches dans lesquelles on distingue quelques macles polysynthétiques) et contient parfois des inclusions de quartz (grain blanc en relief).

NNW du village de Toulkine (219,78-68,95). NC × 42.

2 - Orthose et grenat grossulaire au contact d'une enclave de grenatite dans le granite. Le grenat (gris en relief) forme un lacis à travers les grains d'orthose (en gris clair). L'orthose ne contient pas d'albite contrairement à l'orthose normale du granite.

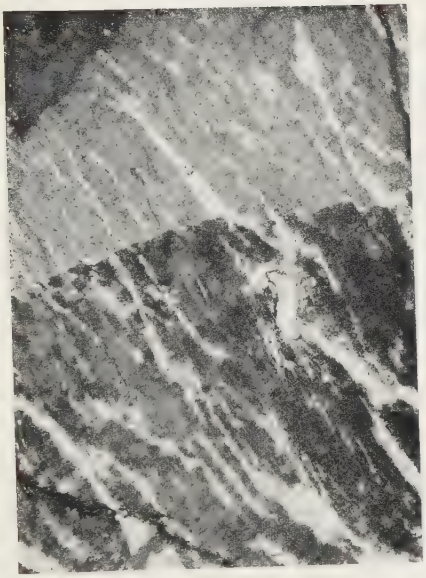
N du village de Toulkine (221,00-68,40). L. N. × 29.

3 — Microsyénite en filon. Le fond de la roche est constitué par des cristaux allongés d'orthose, à bords dentelés ; de nombreuses petites aiguilles d'apatite, des granules d'oxydes de fer et de rutile, et des traces de chlorite. Les phénocristaux, peu abondants, sont de l'orthose (au bas de la photo) et très rarement de la biotite.

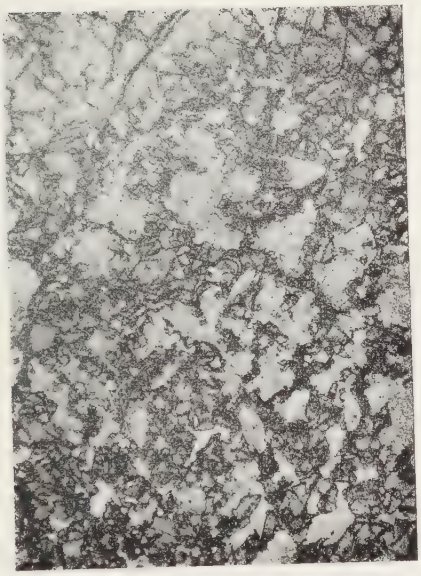
Rive droite de l'Ouadaker, en mont de Tizgui (222,60-67,20).
N. C. - 26.

4 — Minette. Le fond de la roche est constitué de cristaux allongés d'orthose, à bords dentelés, renfermant des aiguilles de rutile, des paillettes de biotite, des grains de dolomie et de magnétite. Les phénocristaux sont de la biotite (en gris foncé) et de l'apatite (en gris).

Pointement granitique du marabout de Sidi Mohand ou Mbark.
L. N. - 25.

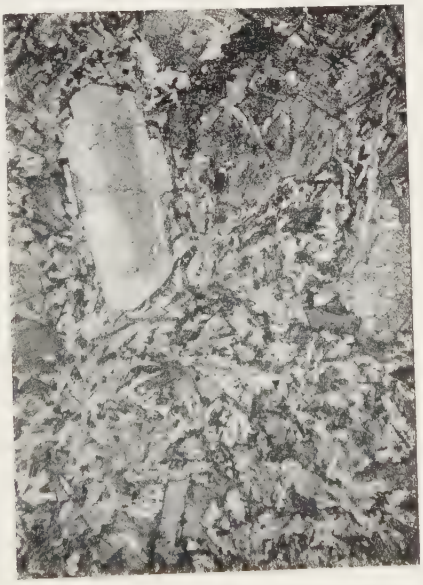


1



2

3



4

PLANCHE 4

1 — Porphyre quartzique (microgranite). Structure microgrenue. Phénocristaux d'orthose et de quartz (non visible sur la photo), plus rarement d'oligoclase et de biotite, dans une pâte holocristalline formée de quartz, d'orthose et d'un peu d'oligoclase. Le quartz et l'orthose sont en grains bien individualisés ; par augmentation des dimensions des grains et disparition des phénocristaux, il y a passage à la structure grenue.

Filon à l'E du village d'Anefrioune (217,66-70,07). N. C. × 26.

2 — Porphyre quartzique. Structure micrographique. La roche comporte de nombreux phénocristaux de quartz et d'orthose, quelques uns d'oligoclase et de biotite (non visibles sur la photo). La pâte est constituée par un agrégat de globules et d'éventails de micropegmatite dans lequel s'individualisent de petits grains de quartz.

Filon au N de la mine de Tizgui (223,9-69,0). N. C. × 26.

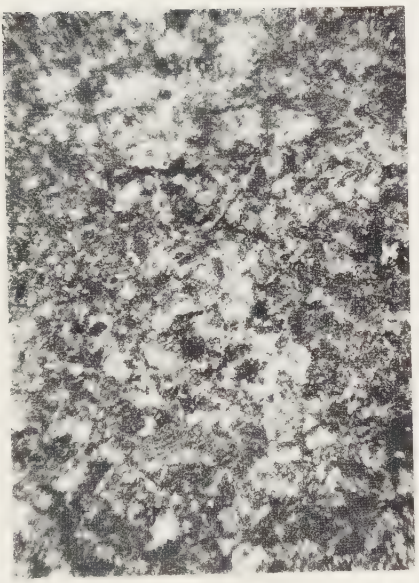
3 — Porphyre quartzique. La roche comporte de nombreux phénocristaux de quartz (non visibles sur la photo) et d'orthose et quelques uns d'oligoclase et de biotite. La pâte est composite, formée de micropegmatite, particulièrement bien développée autour de certains phénocristaux, aussi bien de quartz que d'orthose ou d'oligoclase, et d'agrégats grenus de quartz et d'orthose (en haut de la photo). On trouve tous les intermédiaires entre la structure micrographique et la structure microgrenue.

Filon à l'E du village d'Anefrioune (217,17-70,12). N. C. × 26.

4 — Porphyre quartzique. Structure cryptographique. Les phénocristaux de quartz, d'orthose et d'oligoclase sont enrobés, et souvent corrodés, par une pâte formée de petits globules peu distincts les uns des autres. Le microscope ne permet pas de résoudre ces globules en minéraux distincts, mais la composition de la roche et la continuité observable avec la structure micrographique, obligent à conclure qu'il s'agit de micropegmatite extrêmement fine (microfelsite de H. Rosenbusch).

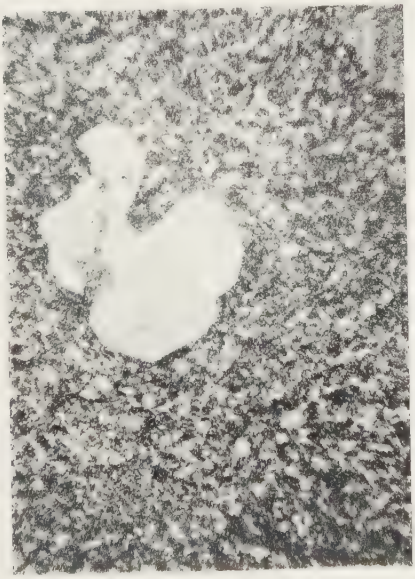
Filon au N de la mine de Tizgui (223,8-69,0). N. C. × 26.

1



2

3



4

PLANCHE 5

1 — Porphyre « sans quartz ». Structure vitrophyrique. Des phénocristaux d'oligoclase-andésine sont enrobés dans une pâte vitreuse, isotrope, imprégnée d'oxydes de fer et un peu chloritisée. De minuscules aiguilles de feldspaths commencent à s'individualiser dans la pâte.

Ravin de l'entrée de la mine d'Azegour, filon au toit de la bande calcaire. N. C. × 26.

2 — Porphyre « sans quartz ». Structure hyalopilitique. Les cristaux aciculaires de plagioclases sont abondants dans la pâte vitreuse qui enrobe des phénocristaux d'oligoclase-andésine.

Filon traversant la piste allant du village d'Azegour à la mine. N. C. × 26.

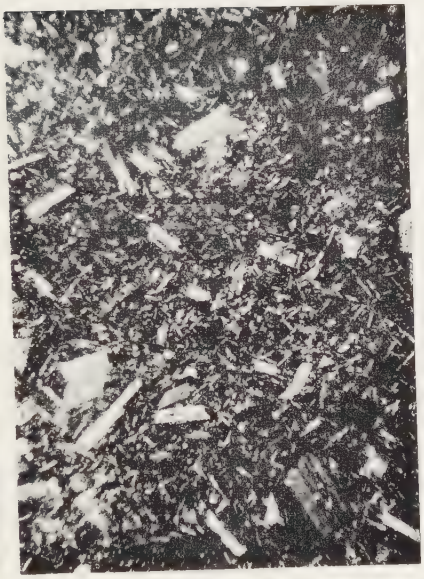
3 — Porphyre « sans quartz ». Structure microgrenue. Des phénocristaux d'oligoclase-andésine se trouvent dans une pâte formée de baguettes de plagioclases (oligoclase-andésine) orientées en tous sens, d'un peu de hornblende verte, de chlorite, de granules de sphène et de pyrite. On trouve tous les intermédiaires entre les pâtes holocristallines et les pâtes vitreuses.

Ravin du secteur nord de la mine d'Azegour. N. C. × 26.

4 Porphyre « sans quartz ». Structure grenue. La roche ne comporte pas de phénocristaux, elle est formée de baguettes entrecroisées de plagioclases (oligoclase-andésine). Elle comporte en outre de la chlorite, quelques petits grains de quartz, de l'apatite, des granules de sphène, de la pyrite et de la magnétite associée à de l'ilménite. Cette structure est réalisée dans un gros filon de porphyre sans quartz.

N de la mine de Tizgui (223,8-68,5). N. C. × 26.

1



2

3

4

PLANCHE 6

1 — Schiste jaune. La roche formée de phyllites et de grains très fins de quartz, de feldspaths et d'oxydes de fer (taches noires) ne présente aucun signe de recristallisation. On remarque un petit prisme de tourmaline (au dessous et un peu à gauche du centre de la photo).

Marabout de Sidi Mohand ou Salah. L. N. × 76.

2 — Schiste noduleux micacé, début du développement de biotite. De très fines paillettes de biotite ont pris naissance dans le fond quartzo-feldspathique aux dépens des phyllites et des oxydes de fer. Les nodules de cordiérite, farcis d'inclusions en leur centre, présentent une bordure plus claire débarrassée d'inclusions ; la biotite a été digérée par la cordiérite.

Asif n'Adrhous, en amont d'Entifa (222,68-69,36). L. N. × 5.

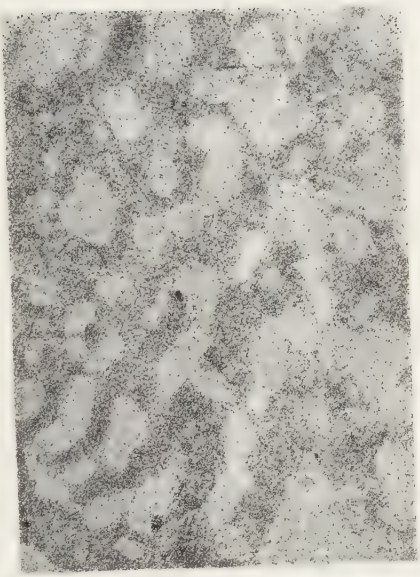
3 — Schiste à biotite et cordiérite séricitisé. Les nodules de cordiérite (taches claires) ne sont que faiblement séricitisés. Le fond est entièrement envahi par de la séricite tandis que la biotite a donné des paillettes moins nombreuses mais nettement plus grosses (taches noires) que dans les schistes non séricitisés. Le fond a une texture nettement orientée, par suite d'une disposition parallèle des paillettes de séricite dans le sens général d'allongement des nodules de cordiérite.

Col de Tifirt, à l'ESE d'Anefrioune. L. N. × 4,5.

4 — Schiste à cordiérite et biotite séricitisé. Les nodules de cordiérite et le fond sont entièrement séricitisés. La texture orientée « pseudo-fluidale » due à la disposition des paillettes de séricite est mise en évidence par la polarisation. La biotite est en paillettes relativement grosses (taches gris foncé) ; elle n'est pas du tout altérée.

Cote 1 686 m, au NNW de la mine d'Azegour (223,22-67,40).
N. C. 4,5.

1



2

3

4

1 — Schiste à biotite, cordiérite et andalousite. Les strates du schiste ont une composition minéralogique variable : certaines sont riches en andalousite (en relief), d'autres en sont dépourvues. La cordiérite existe dans toutes les strates, la biotite aussi mais elle est nettement plus abondante dans les strates à andalousite. Le fond est quartzo-feldspathique.

N du col de Douzrou (219,46-70,18). L. N. × 24.

2 — Schiste à biotite, cordiérite et andalousite. La biotite et l'andalousite sont concentrées autour des nodules de cordiérite (en blanc). Le fond quartzo-feldspathique (en gris) comporte de fines paillettes de séricite et très peu de biotite.

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, recoupe du filon à argent. L. N. × 5.

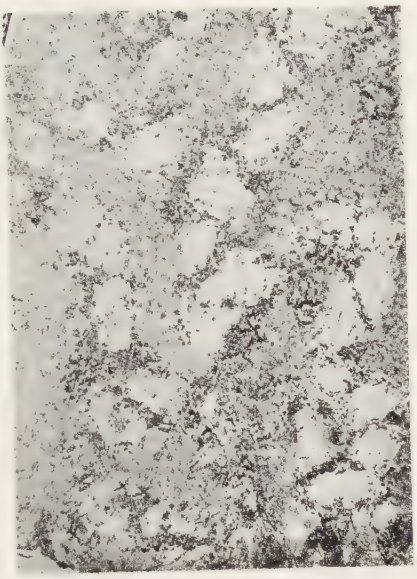
3 — Schiste à biotite et andalousite. De petits prismes d'andalousite (taches claires), se trouvent dans un fond quartzo-feldspathique extrêmement riche en biotite.

Bordure est de la « bande calcaire ouest » enclavée dans le granite. N. C. × 36.

4 — Grenatite à andradite. La partie centrale, isotrope, du cristal de grenat, est très ferrifère tandis que les zones externes, anisotropes, le sont de moins en moins. Il y a passage de l'andradite au grossulaire en fin de cristallisation. En blanc : calcite intersticielle. Cette roche contient de la scheelite.

Mine d'Azegour. Etage 1 458 m, entre le puits 3 et la colonne 6M. N. C. × 5.

1



2

3

4

PLANCHE 8

1 – Schiste à cordiérite, andalousite et biotite. De minuscules prismes d'andalousite sont inclus, sans être rongés, dans un nodule de cordiérite. Le fond de la roche est quartzo-feldspathique, chargé de paillettes de biotite, de prismes d'andalousite et de nodules de cordiérite en proportions variables d'une strate à l'autre.

Anefrioune. Schistes au contact du granite (217,14-70,12). N. C. × 24.

2 — Schiste noduleux à cordiérite, biotite et séricite. Les nodules de cordiérite sont frangés de séricite, mais non sériciti sés à l'intérieur. Dans le fond il se développe de la séricite (en blanc) sans orientation privilégiée et quelques paillettes plus grosses amorçant des phénoblastes de muscovite.

Azegour. Ravin de l'entrée de la mine, au toit de la bande calcaire. N. C. × 24.

3 — Cornéenne à cordiérite, biotite et muscovite. Les nodules de cordiérite sont sériciti sés et frangés de séricite. Dans le fond sériciti sé, sans orientation privilégiée, se forment des traînées de phénoblastes de muscovite (en bas, à droite). Des filets de quartz (en haut à gauche) traversent la roche.

Azegour. Carrière à remblais. N. C. × 24.

4 — Cornéenne à muscovite. Le fond et les nodules de cordiérite sont entièrement envahis par des paillettes de muscovite, sans orientation privilégiée, les cristaux d'andalousite (à droite) ont résisté, ils sont seulement rongés sur les bords et envahis par quelques filets de muscovite.

Azegour. Marabout de Sidi Mohand ou Mbark, près du contact du granite. N. C. × 40.

1

2

3

4

1 — Grès schisteux à biotite et cordiérite. Le fond est constitué de grains détritiques de quartz et de plagioclases (en blanc). De nombreux petits grains de cordiérite, farcis d'inclusions se sont développés entre les grains détritiques ; çà et là la cordiérite tend à constituer des nodules (vers le milieu, à gauche, sur la photo). De très nombreuses paillettes de biotite parsèment le fond ; elles sont résorbées dans les nodules de cordiérite.

E du col de Douzrou (220,02-69,78). L. N. × 40.

2 — Grès schisteux à hornblende verte. Dans un fond de grains détritiques quartzo-feldspathiques se sont développés de petits cristaux de hornblende verte (en gris foncé) irrégulièrement distribués et parfois un peu de pyroxène hédenbergitique. La hornblende constitue assez fréquemment de petits filonnets dans la roche (par exemple au bas de la photo) Cette roche provient sans doute du métamorphisme d'un grès quelque peu calcareux.

NE du col de Douzrou (220,12-70,92). N. C. × 24.

3 — Calcaire recristallisé. La recristallisation de la calcite est très irrégulière ; des grains assez gros, maclés, sont enrobés dans un agrégat de grains fins. Il existe quelques rares et très petits cristaux de diopside.

Entifa. N. C. 4,5.

4 — Calcaire phylliteux recristallisé. L'absence de minéraux de métamorphisme montre qu'il n'y a pas eu de métamorphisme général d'intensité notable dans la région d'Azegour. La recristallisation de la calcite a été orientée par des tensions dirigées ; elle a été particulièrement intense « à l'abri » des cristaux de pyrite, donnant une « structure œillée ».

« Bande calcaire de l'Anougal ». N. C. × 7.

1

2

3

4

1 — Calcaire à éléments volcaniques. Dans un fond de calcite recristallisée on observe des fragments de lave (plages sombres) plus ou moins chloritisés et de nombreux cristaux ébréchés d'andésine.

Azegour. Col à l'E du jebel Aborji (221,48-71,46). N. C. × 7.

2 — Grenatite à grossulaire et idocrase. Le grossulaire (en noir) se développe en remplaçant les cristaux d'idocrase (en gris).

« Bande calcaire de Toulkine » près du contact du granite. N. C. × 24.

3 — Ouralitisation de l'hédenbergite dans une pyroxénite. L'hédenbergite (en noir) est partiellement transformée en ouralite (en gris) ; l'ouralitisation progresse en veinules. En blanc : plages de quartz.

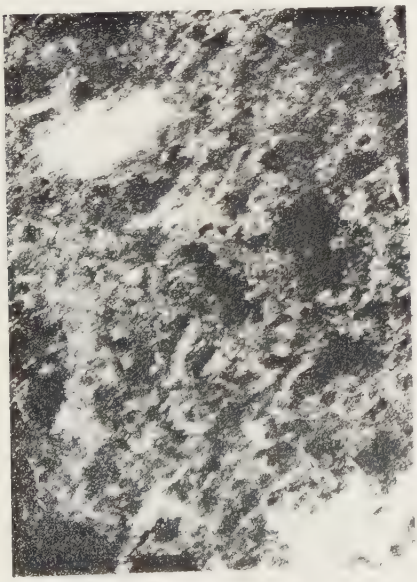
Mine d'Azegour. Etage 1 458 m, près du puits 3. N. C. × 127.

4 — « Amphibolite ». La roche est formée de petits cristaux d'hédenbergite, orientés en tous sens, entièrement pseudomorphosés par de l'ouralite et de la chlorite vert-jaune.

Mine d'Azegour. Etage 1 448 m, extrémité sud. N. C. × 6,5.

1

2



3

4

1 — Grenatite à grossulaire et duparcite. Des prismes de duparcite atteignant 10 cm de longueur et 1 cm de largeur sont enrobés dans un agrégat de grains de grossulaire sans formes propres. Quelques très petites paillettes de molybdénite sont dispersées dans la masse des grenats.

Mine d'Azegour. Puits François. × 0,35.

2 — Idocrasite à duparcite. De minces prismes de duparcite vert foncé accolés parallèlement, constituent la roche, qui contient en outre, dans les interstices, des traces de feldspaths alcalins rougeâtres et de fluorine blanche à violette, et de nombreuses mais très fines paillettes de molybdénite.

Mine d'Azegour. Etage 1 458 m, S de la colonne 6M. × 0,4.

3 — Grenatite à gros cristaux d'andradite vert foncé presque noir. On distingue quelques faces des dodécaèdres rhomboïdaux de grenat, qui atteignent 8 cm de diamètre. Cette roche ne renferme pas de minéralisation, à part quelques grains de pyrite.

Azegour. « Bande calcaire ouest ». × 0,3.

4 — Pyroxénite à hédenbergite (ou skarn). On voit les clivages des cristaux très allongés d'hédenbergite, groupés en éventails et plus ou moins ouralitisés. Ce type de pyroxénites à grands cristaux (atteignant 30 cm de longueur) ne renferme pas de minéralisation.

Mine d'Azegour. Colonne 4C. × 0,5.

1

2

3

1

1 — Pyroxénite à hédenbergite avec grenat andradite. Le grenat (en noir), sans formes propres, paraît remplacer le pyroxène ; il constitue parfois de véritables veinules recoupant les cristaux de pyroxène.

Mine d'Azegour. Etage 1 418 m, avancement sud au mur. N. C. × 24.

2 — Grenat renfermant des résidus de cristaux d'hédenbergite. Le grenat a enrobé et « digéré » l'hédenbergite ; les zones externes sont moins ferrifères que les zones internes : le grenat andradite passe au grossulaire en fin de cristallisation.

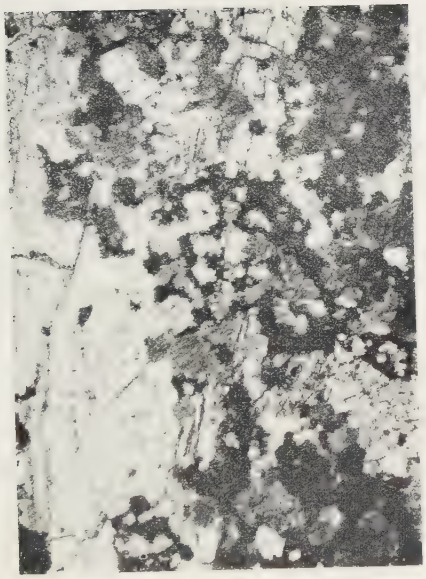
Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, grenatite à chalcopyrite au S de la colonne 3C. L. N. × 24.

3 — Grenatites à pyrite. Le grenat à zones biréfringentes a enrobé des agrégats de fins cristaux d'hédenbergite ouralitisée. Les zones du grenat sont alternativement plus ou moins ferrifères, mais d'une façon générale il y a appauvrissement en fer en fin de cristallisation.

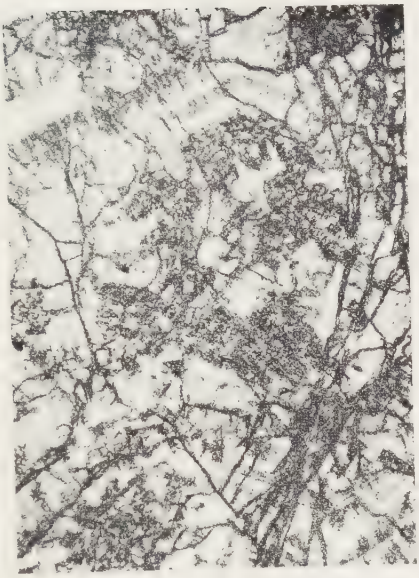
Mine d'Azegour. Etage 1 368 m, avancement ouest. N. C. × 24.

4 - Grenatite à grossulaire et duparcite. Le grenat (en noir) n'est pas altéré, il contient quelques petites inclusions de calcite ; tandis que la duparcite (en blanc) est sillonnée de nombreuses veinules de chlorite.

Mine d'Azegour. Ancienne recherche dans le ravin de l'entrée de la mine. N. C. × 24.



1



2

3

4

1 — Pyroxénite à diopside avec grenat grossulaire. Le diopside en petits grains orientés en tous sens constitue le fond de la roche ; du grenat grossulaire (en relief), sans formes propres, se développe dans ce fond en remplaçant, semble-t-il, le diopside.

Entifa. L. N. × 24.

2 — Pyroxénite à hédenbergite avec fluorine (en blanc). Les petits cristaux d'hédenbergite, orientés en tous sens ne sont pas du tout altérés. Les interstices sont remplis par de la fluorine blanche et un peu de quartz.

Mine d'Azegour. Etage 1 418 m, avancement sud au mur, au sud de la colonne 7M. L. N. × 5.

3 — Pyroxénite à hédenbergite : cristallisation tardive de calcite. La calcite moule les cristaux d'hédenbergite en remplissant les interstices. Elle ronge aussi parfois ces cristaux ; elle est alors frangée d'hématite. L'hédenbergite n'est pas du tout altérée. Au bas de la photo et à gauche (en blanc) : quartz intersticiel.

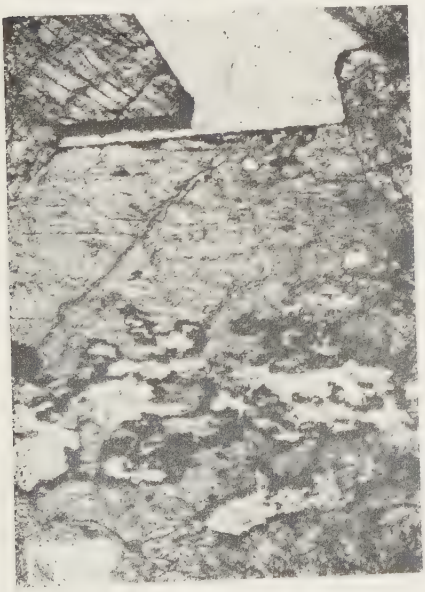
Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, au N du magasin Cara. L. N. × 24.

4 — Squelette d'un cristal d'hédenbergite dans une grande plage de calcite maclée. L'hédenbergite est parfaitement fraîche, il n'y a pas de bordure de réaction entre elle et la calcite. La structure suggère un remplacement de l'hédenbergite par la calcite, mais il est aussi vraisemblable de penser qu'il s'agit du développement d'une trame monocristalline dans le support de calcite.

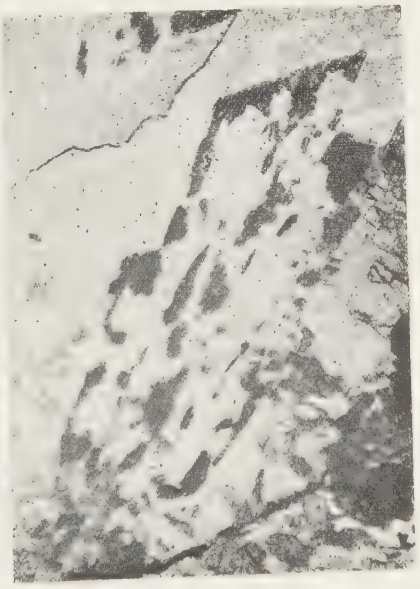
Mine d'Azegour. Etage 1 448 m, N de la colonne 3C. N. C. × 24.

1

2



3



4

1 — Pyroxénite ouralitisée. Des résidus d'hédenbergite (en blanc) subsistent dans un cristal presque entièrement ouralitisé, avec séparation d'oxydes de fer. Des pyroxénites ouralitisées constituent les « amphibolites à chalcopyrite » de la mine d'Azegour.

Mine d'Azegour, colonne 3C. N. C. × 36.

2 — Pyroxénite à hédenbergite en voie d'ouralitisation. De la dolomie, de la chlorite et de l'hématite s'amassent dans les clivages des cristaux d'hédenbergite quelque peu ouralitisés, et forment quelques filets transversaux. En gris clair : plage de calcite, en blanc : quartz.

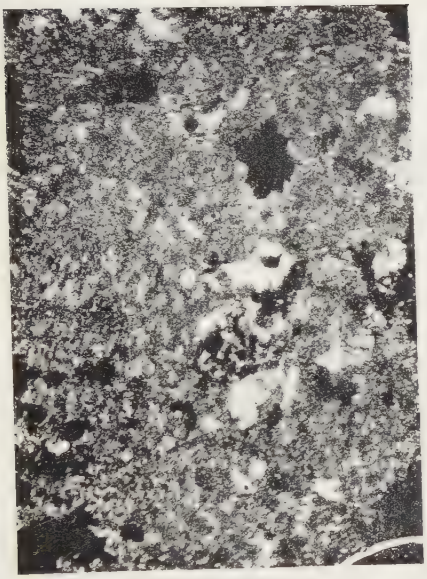
Mine d'Azegour, étage 1 488 m, « magasin Cara ». L. N. × 24.

3 - Pyroxénite à hédenbergite remplacée par un mélange de quartz (en blanc) et de dolomie (en gris). L'hématite s'est rassemblée en plages à partir desquelles s'individualisent des paillettes d'oligiste. Les formes des cristaux primitifs de pyroxène sont encore soulignées çà et là par la dolomie et l'hématite.

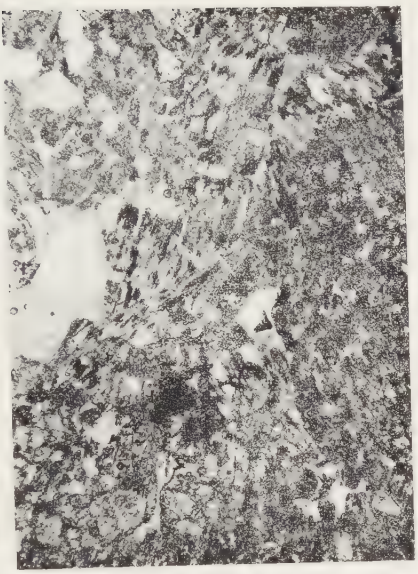
Mine d'Azegour. Etage 1 448 m, extrémité Nord. L. N. × 24.

4 — Pyroxénite à hédenbergite remplacée entièrement par de la dolomie (en gris) mêlée d'un peu de quartz (en blanc) de chlorite (en gris foncé) et d'hématite (en noir). La dolomie reproduit la forme des cristaux d'hédenbergite.

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, avancement sud au toit. L. N. × 5.



1



2

3

4

1 — Grenatite à andradite altérée. Des filets de dolomie traversent la roche recoupant aussi bien les grenats que les plages de chalcopyrite et les lamelles d'oligiste (en noir). La dolomie imprègne toute la roche à partir des filonnets. Un peu de quartz en petits grains accompagne la dolomie. Les grenats sont fortement chloritisés. Les cristaux de pyroxène qui figuraient dans la grenatite ont été entièrement pseudomorphosés par la dolomie avec séparation des oxydes de fer (par exemple vers le milieu du côté droit de la photo). La chalcopyrite est restée intacte.

Mine d'Azegour. Etage 1 418 m, partie nord de la zone pyriteuse. L. N. × 6,5.

2 — Grenatite entièrement remplacée par de la dolomie un peu quartzeuse. Les zones des cristaux de grenats sont marquées par de l'hématite et de la chlorite (brunsvigite) mais il ne reste plus trace de la matière même du grenat.

Mine d'Azegour. Etage 1 448 m, pointe sud du massif calcaire. L. N. × 4,5.

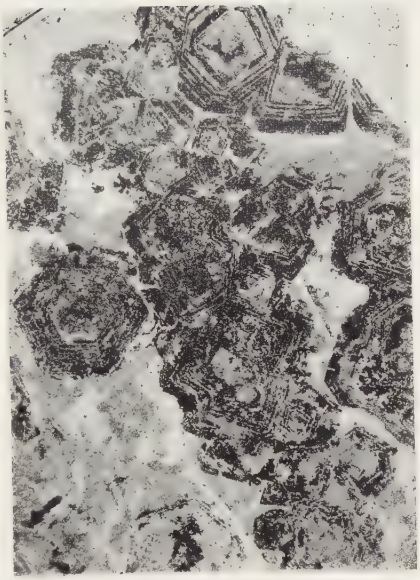
3 — Grenatite à grossulaire et duparcite envahie par de la dolomie. Le grenat (en gris foncé) est progressivement remplacé ; les fissures les plus fines sont remplies de chrysotile (?). Les oxydes de fer se rassemblent en plages irrégulières (en noir) à partir desquelles s'individualisent des paillettes d'oligiste. Il n'y a pas de chlorite.

Mine d'Azegour. Etage 1 458 m, partie S de la « colonne 6M ». N. C. × 5.

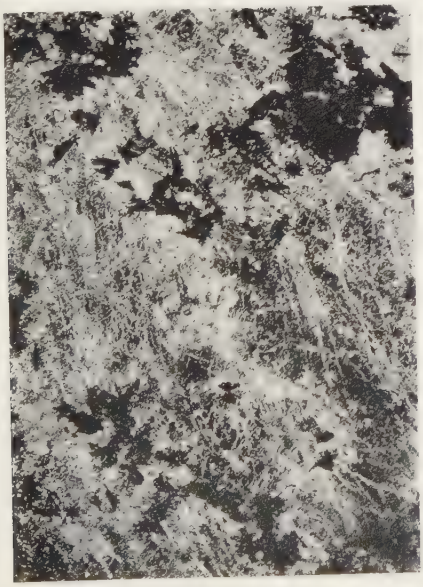
4 Grenatite à andradite remplacée par de la calcite en gros grains. Les résidus de grenat (en gris) sont nombreux. De la chlorite (brunsvigite) marque les parties remplacées du grenat. Les oxydes de fer sont rassemblés (plaques noires).

Mine d'Azegour. L. N. × 24.

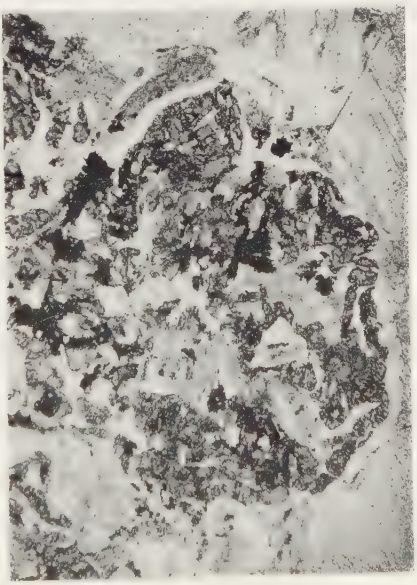
1



2



3



4

1 — Wollastonitite. Des lamelles de wollastonite dirigées en tous sens sont enrobées par un agrégat de fins cristaux de wollastonite, parfois légèrement altérés en talc et calcite. Des traces d'oxydes de fer suivent les clivages.

Azegour, « bande calcaire ouest ». N. C. × 5.

2 — Wollastonitite. Les lamelles de wollastonite sont interrompues par un cristal de grenat grossulaire faiblement biréfringent. La polarisation de la wollastonite autour du grenat indique des tensions provoquées par la croissance de ce minéral.

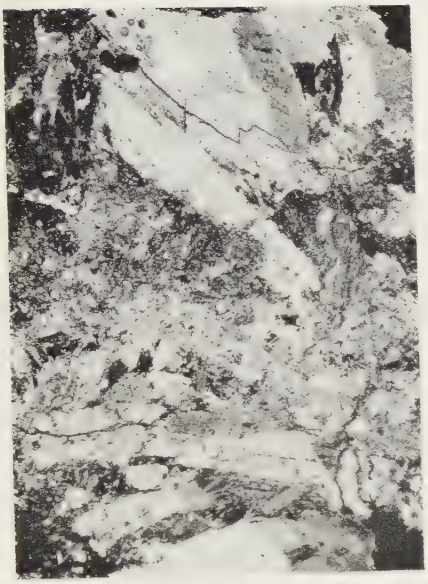
Mine de Tizgui. N. C. × 24.

3 — Epidosite. Agrégat de grains d'épidote ferrifère entre lesquels se trouvent quelques rosettes de muscovite, un peu de feldspaths alcalins en mosaïque et de la malachite (plages noires).

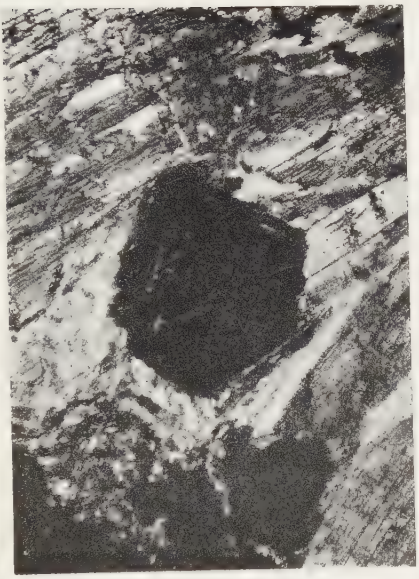
« Bande calcaire de Toulkine », au contact du granite. N. C. × 24.

4 — Pyroxénite à hédenbergite avec épidote ferrifère. Les cristaux d'hédenbergite sont orientés en tous sens, l'épidote se développe à la manière d'une moisissure : à partir d'une zone centrale bien individualisée des filets envahissent les grains voisins de pyroxène.

Azegour, étage 1 338 m. L. N. × 6.

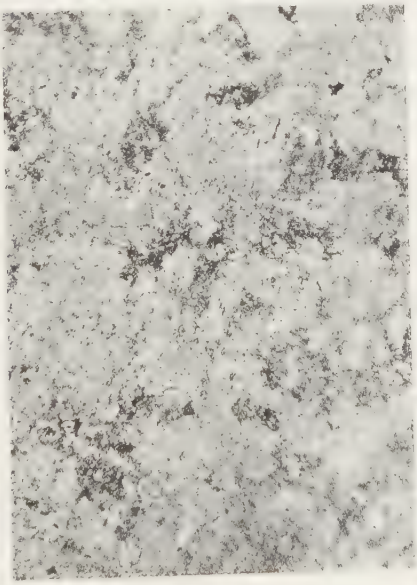


1



2

3



4

1 — Cornéenne à diopside et scapolite. La roche est litée ; les lits sombres sont constitués de diopside ferrifère en petits grains et d'un peu de quartz et de feldspaths ; les lits clairs, de scapolite allongée suivant le litage, de petits grains de quartz, de feldspaths, de calcite et de séricite.

S du village d'Adrhous (221,18-69,19). L. N. × 6.

2 — Cornéenne à diopside, scapolite et grenat. Des phénoblastes de scapolite (en blanc) paraissent rongés par de petits grains de diopside ferrifère (en gris) tandis que du grenat grossulaire (vers le bas à gauche) se développe dans les agrégats de diopside.

NE du col de Douzrou (219,54-70,10). L. N. × 24.

3 — Dacitoïde. Des phénocristaux de plagioclases sont enrobés dans un fond finement recristallisé avec développement de biotite et d'un peu de hornblende verte. Un filet de quartz et chlorite recoupe un phénocristal d'oligoclase.

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, front du travers-banc au toit de la bande calcaire. N. C. × 5,5.

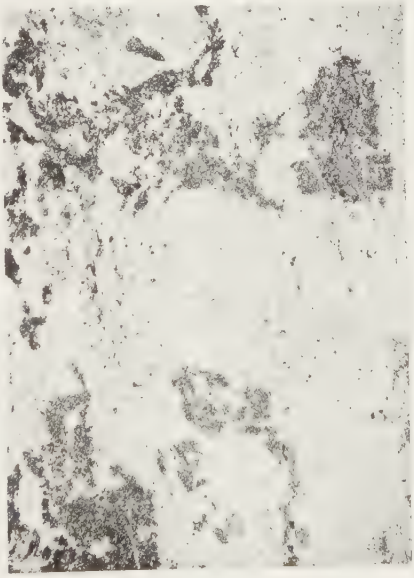
4 — Dacitoïde. La hornblende verte formée par métamorphisme s'est développée plus particulièrement « à l'abri » des phénocristaux de plagioclases. La biotite en fines paillettes (en noir) constitue des agrégats autour des grains d'oxydes de fer.

Ravin de l'entrée de la mine, entre les bandes calcaires « centrale » et « est ». L. N. × 29.

1

2

3



4

1 — Andésite à phénocristaux. Le fond est constitué de microlites d'andésine ; les phénocristaux sont de l'andésine. La roche n'est à peu près pas modifiée par le métamorphisme de contact, il n'y a comme minéraux de néoformation qu'un peu de séricite, de chlorite blanche et de magnétite ; la biotite est pratiquement absente.

Sommet au N de Tizgui (222,74-68,78). N. C. × 6.

2 — Andésite sans phénocristaux ; structure trachytique. La roche est formée presque entièrement de microlites d'andésine acide, un peu orientés. Il y a des traces de quartz et d'apatite. Par métamorphisme il s'est développé de nombreux petits cristaux aciculaires de hornblende verte qui pénètrent et éventuellement traversent les grains de plagioclase ; les oxydes de fer ont donné de minuscules octaèdres de magnétite. Il n'y a pas de biotite.

NW du village d'Adrhous (220,94-69,95). N. C. × 6.

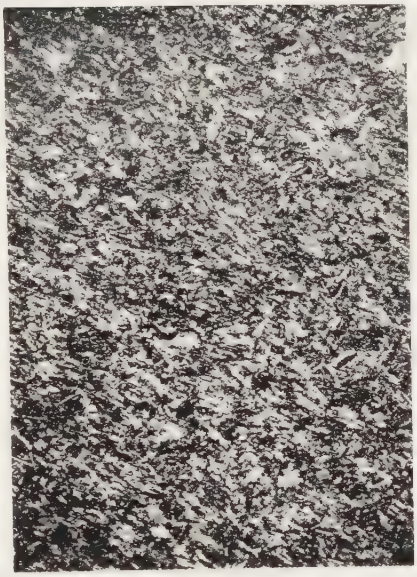
3 — Roche verte. La roche est constituée par une trame de cristaux de labrador (voisin de l'andésine) dont les interstices sont remplis par une hornblende verte et un peu d'ilménite. La hornblende envahit quelque peu les fissures des plagioclases. Le métamorphisme de contact est à peine sensible.

Eperon au S de Tasguia (224,8-69,2). L. N. × 7.

4 — Roche verte à structure microlitique. Phénocristaux de labrador-andésine, un peu séricitisés (taches grises), dans une pâte constituée de microlites de plagioclases de même composition, de hornblende verte, de petits grains de magnétite et d'ilménite.

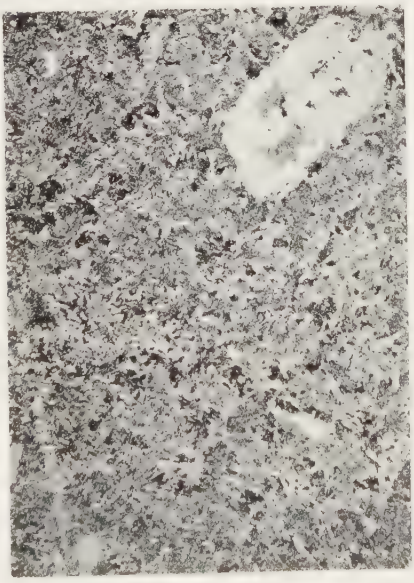
Filon dans les calcaires de la bande de Toulkine, sur la crête du jebel Aborji (220,38-71,00). L. N. × 7.

1



2

3



4

1 — Andésite métamorphique. Le métamorphisme de contact est ici peu intense. De la hornblende verte s'est formée dans les interstices entre les cristaux d'andésine, elle n'envahit guère ces cristaux eux-mêmes. Cependant de petites aiguilles d'amphibole se sont développées dans les fissures des plagioclases.

NW du village d'Adrhous (220,98-69,90). L. N. × 29.

2 — Andésite métamorphique. Le métamorphisme de contact est plus poussé que dans le cas précédent. L'amphibole verte envahit les grains de plagioclases ; la structure est partiellement effacée. En noir : grains de magnétite.

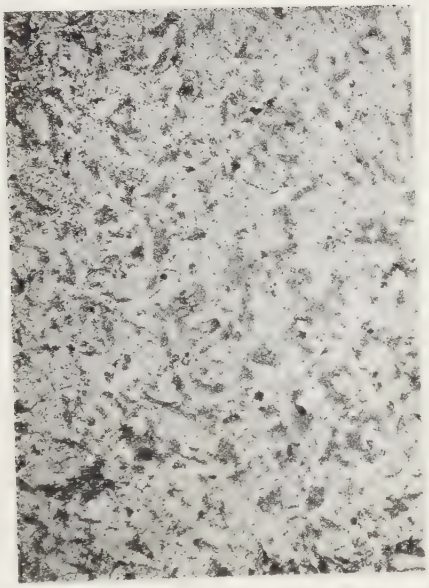
E du village d'Adrhous (221,62-69,70). L. N. × 87.

3 — Andésite amphibolitisée. La roche est presque entièrement envahie par de la hornblende verte (en gris) ; la structure est oblitérée. Des baguettes d'andésine subsistent dans les plages blanches. En noir : amas de grains de sphène provenant sans doute d'un remaniement de l'ilménite. Il n'y a pas de biotite.

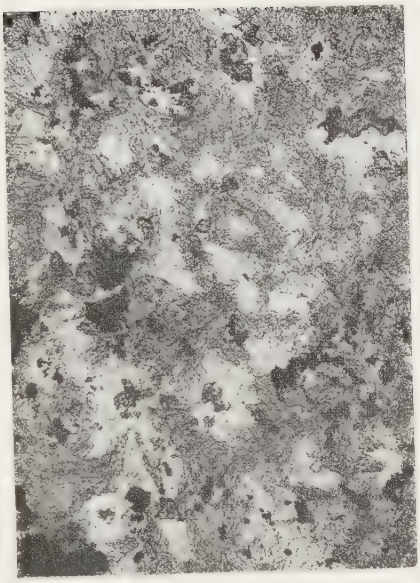
Sommet au N de Tizgui (222,74-68,76). L. N. × 29.

4 — Roche verte. Les plagioclases sont en partie envahis par de la hornblende verte ; ils présentent des zones claires comme purifiées de leurs inclusions par recristallisation. La grande plage gris foncé montre un résidu de hornblende brune (partie bien clivée) dans de la hornblende verte.

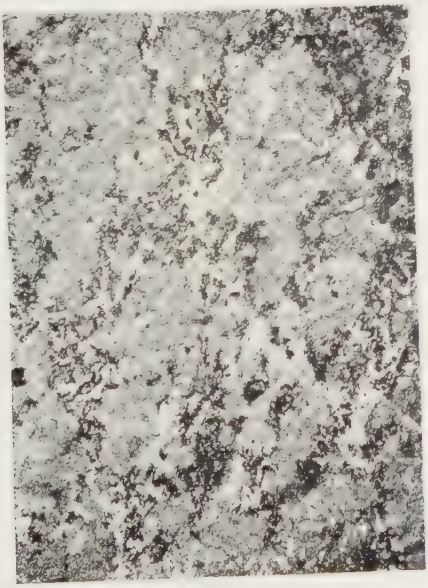
Ravin de l'entrée de la mine d'Azegour, filon au mur de la « bande calcaire est ». L. N. × 80.



1



2



3

4

1 — Roche pyroclastique dacitique. La roche est formée par l'accumulation d'un matériel détritique volcanique très fin qui a partiellement recristallisé sous l'action du métamorphisme de contact. De petits agrégats de quartz, du sphène et des grains de pyroxène (augite (?)) se sont développés de préférence dans certains lits.

Mine d'Azegour. Etage 1 418 m, avancement sud au toit. N. C. × 5,5.

2 — Roche pyroclastique dacitique. Des cristaux de plagioclases (andésine-oligoclase) brisés, plus rarement de quartz et des fragments altérés de laves sont disposés en strates, enrobés par un matériel volcanique très fin, altéré. Ici le métamorphisme de contact du granite ne s'est pas fait sentir et il n'y a pas de minéraux de néoformation.

Flanc est du jebel Aborji (approximativement 222,8 × 71). N. C. × 5.

3 — Roche pyroclastique dacitique. Cette roche a subi le métamorphisme de contact granitique ; le fond a entièrement recristallisé en une fine mosaïque quartzo-feldspathique dans laquelle se sont développées de nombreuses petites paillettes de biotite, souvent groupées en nids ou en traînées. On remarque les fragments de phénocristaux d'andésine-oligoclase.

Rive gauche de l'Ouadaker, au-dessous de la « bande calcaire ouest » (222,16-67,27). N. C. × 5,5.

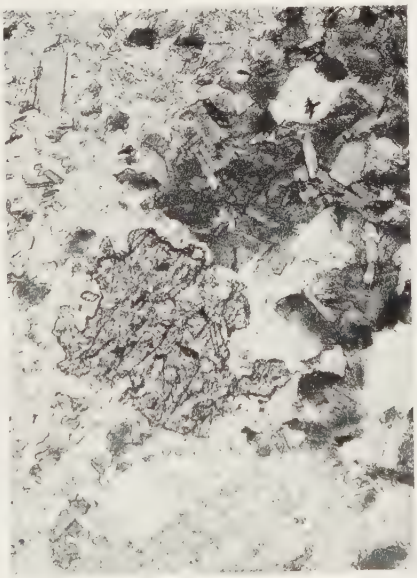
4 — Roche pyroclastique dacitique. Par métamorphisme de contact il s'est formé ici du corindon (gris, en relief) associé à de nombreuses paillettes de biotite (gris foncé) et quelques unes de muscovite (blanc, légèrement en relief). Il n'y a pas de hornblende de métamorphisme.

« Bande calcaire centrale » entre Azegour et Tizgui (222,88-67,26). L. N. × 87.

1

2

3



4

1 - Tuf cristallin andésitique. La roche est presque entièrement formée de cristaux plus ou moins brisés d'andésine. Le ciment est très fortement chloritisé et imprégné de limonite, le métamorphisme de contact du granite ne s'est pas fait ressentir ici.

Piste d'Amismiz à Azegour (226,1-68,4). N. C. × 6,5.

2 — Tuf lithique andésitique. Des fragments de lave très altérés, séricitisés, sont enrobés dans un matériel volcanique fin séricitisé et imprégné de limonite, contenant d'assez nombreux grains de pyrite oxydée. Le métamorphisme de contact ne s'est pas fait ressentir ici.

Jebel Ouiazzane (227,1-70,6). L. N. × 5,5.

3 — Tuf andésitique carbonaté. La roche est formée d'un mélange de calcite, de chlorite et de séricite enrobant des cristaux d'andésine cassés et partiellement altérés. Le métamorphisme de contact, très faible, se traduit par la formation de nombreux petits cristaux de magnétite et de quelques granules de clinozoïsite. La calcite paraît provenir de l'altération du matériel volcanique.

W du jebel Aborji (220,90-71,24). L. N. × 25.

4 — Roche mixte calcaire et volcanique détritique. Des strates de calcite pure (en blanc) alternent avec des strates riches en matériel volcanique chloritisé, séricitisé et carbonaté. La sédimentation calcaire s'installe tandis que se poursuivent des apports de matériel volcanique.

W du jebel Aborji (220,58-71,12). L. N. × 5,5.

1

2

3

4

PLANCHE 22

1 — Roche mixte calcaire et volcanique détritique. Cette roche a subi le métamorphisme de contact ; son rubannement provient sans doute de l'alternance de strates calcaires et volcaniques au cours de la sédimentation. Les strates volcaniques ont recristallisé en une fine mosaïque quartzo-feldspathique (en blanc) ; tandis que dans les strates carbonatées se développaient des cristaux de diopside et quelques petits cristaux de hornblende verte.

S du village d'Adrhous (221,24-69,20). L. N. 5.

2 — Roche mixte calcaire et volcanique détritique. La roche primitive était fortement calcaire ; par métamorphisme il s'est développé du diopside (en gris) sauf dans de minces lits quartzo-feldspathiques profondément séricitisés (en blanc). De l'idocrase en grands cristaux s'est formée dans un des lits (en relief). Le filonnet qui recoupe le litage est formé de diopside et de calcite ; il se prolonge dans l'idocrase par de simples fissures un peu chloritisées. La roche représente un terme de passage entre les roches volcaniques détritiques et les grenatites à grossulaire et idocrase.

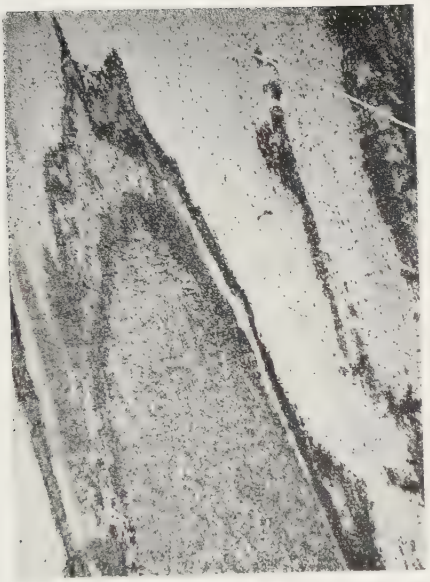
Mine de Tizgui, rive gauche de l'Ouadaker (223,08-68,26). L. N. × 5,5.

3 — Roche pyroclastique dacitique carbonatée. Le métamorphisme de contact ne s'est pas fait ressentir ici ; la calcite a recristallisé « à l'abri » des cristaux de quartz et de feldspaths, en donnant une « structure œillée », sous l'action de tensions dirigées. Le fond (en gris) est constitué de matériel volcanique très fin, un peu altéré, mêlé de calcite.

E du jebel Aborji (222,8-70,7). N. C. × 5.

4 — Molybdénite et chalcopyrite. Un filet de chalcopyrite (horizontalement au milieu de la photo) recoupe entièrement une paillette de molybdénite. La chalcopyrite est ici postérieure à la molybdénite. F. von der Weid [1941, b] ayant observé de la chalcopyrite « cimentant » de la molybdénite avait conclu que la minéralisation cuprifère était antérieure à la minéralisation en molybdène. En fait, il s'agit de cas particuliers dont on ne peut tirer aucune conclusion valable pour l'ensemble du gisement. La roche est une grenatite quartzeuse à molybdénite, anormalement riche en pyrite.

Mine de Tizgui. L. N. × 36.



1

2

3

4

1 — Grenatite à grossulaire et duparcite minéralisée en molybdénite. On remarque une lamelle courbée de molybdénite encadrée par des cristaux de molybdénite non déformés. La courbure de la molybdénite ne peut s'expliquer par des déformations de la roche. Elle est due à la croissance du cristal de grenat que la lamelle enveloppe.

Mine d'Azegour. L. N. × 36.

2 — Grenatite à grossulaire et duparcite minéralisée en molybdénite. Les lamelles de molybdénite (en noir) se sont développées entre les cristaux de grenat. L'une d'elles paraît avoir été tordue sous l'effet de la croissance d'un cristal de grenat (en relief par rapport à la plage blanche de calcite). Les fissures des grenats ne contiennent pas de molybdénite, mais la lamelle verticale a été incluse dans un cristal de grenat en voie de croissance ; elle n'est pas déformée, le cristal de grenat s'est développé sans subir de rotation ou de déplacement.

Mine d'Azegour. L. N. × 24.

3 - Grenatite à grossulaire et duparcite. Les grenats ont tendance à s'agglomérer en agrégats compacts ; la molybdénite se concentre dans les fissures entre les nodules compacts, en filets anastomosés.

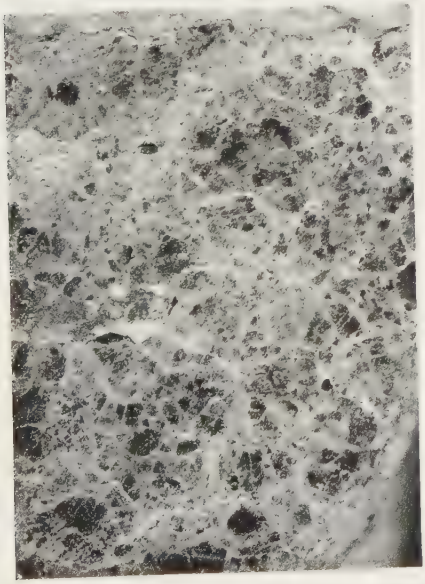
Mine d'Azegour. L. N. 3.

4 — Idocrasite à duparcite minéralisée en molybdénite. Les paillettes de molybdénite (en noir) enveloppent les cristaux de duparcite ; par contre elles sont enrobées par les grains d'épidote qui se développent aux dépens de la duparcite (par exemple au centre de la photo, la molybdénite est englobée par un grain d'épidote).

Mine d'Azegour. Colonne 6M. L. N. × 24.

1

2



3

4

1 — Grenatite à andradite minéralisée en scheelite. La scheelite (en blanc) se présente en cristaux à tendance automorphe. Au bas de l'échantillon un filonnet de dolomie recoupe l'ensemble de la roche et en particulier les cristaux de scheelite.

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, S du magasin Cara. × 0,4.

2 — Cristal de scheelite (gris en relief) dans une grenatite à andradite chloritisée. Les produits d'altération (chlorite, quartz, dolomie) entourent le cristal de scheelite (en gris) et s'insinuent dans une fissure de ce cristal.

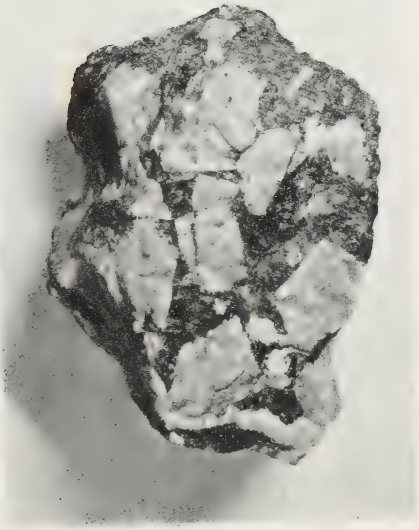
Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, magasin Cara. N. C. × 24.

3 — Cristal de scheelite entouré de pyrite (en noir). La pyrite s'insinue dans les fissures de la scheelite. La roche est une grenatite à andradite chloritisée, riche en fluorine, en pyrite et en scheelite. Les plages blanches sont du quartz.

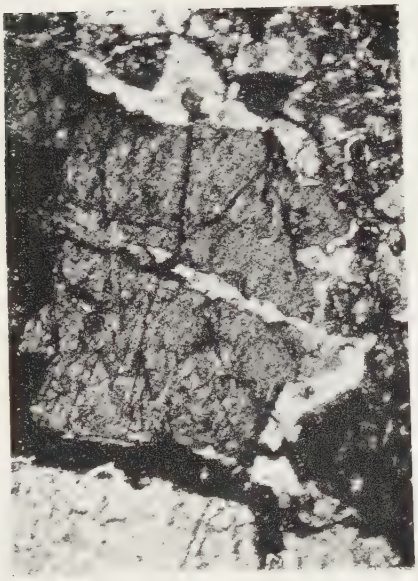
Mine d'Azegour. Etage 1 514 m, à l'E du puits 2. L. N. × 24.

4 — Grenatite à pyrite. La pyrite (en relief) est recoupée et remplacée par la chalcopyrite.

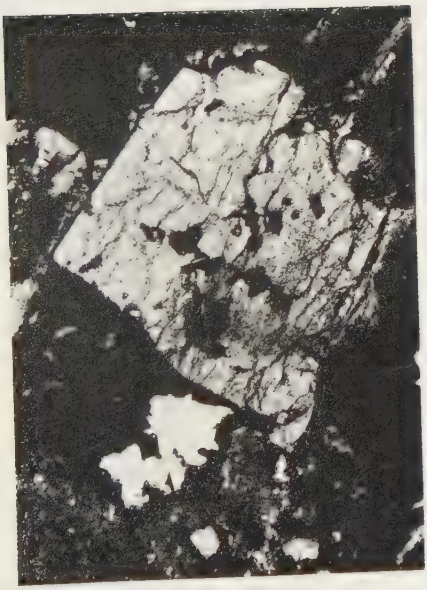
Mine d'Azegour. Etage 1 418 m, « zone pyriteuse ». L. N. × 36.



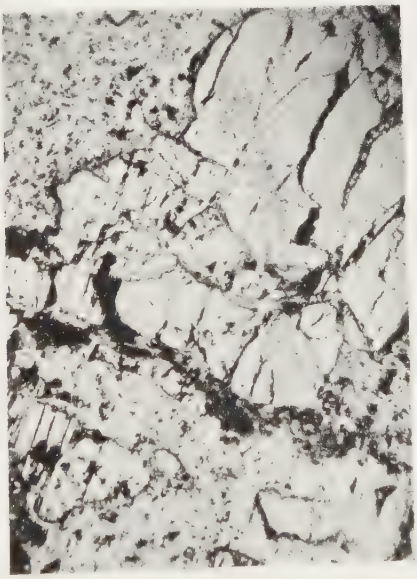
1



2



3



4

1 — Pseudomorphose d'oligiste en magnétite, dans une grenatite à chalcopyrite. La forme des cristaux est celle des lamelles d'oligiste mais le minéral est plus ou moins profondément pseudomorphosé par la magnétite (en gris). Les parties blanches sont des résidus d'oligiste.

Mine d'Azegour. Etage 1 458 m. L. N. × 174.

2 — Pyrite remplacée par de l'hématite, dans une grenatite à pyrite. L'hématite (en gris), accompagnée d'un peu de quartz (en gris foncé) forme des veinules traversant les cristaux de pyrite (en blanc). Des lamelles d'oligiste s'individualisent sur les agrégats d'hématite ; elles sont partiellement pseudomorphosées en magnétite, comme les agrégats d'hématite eux-mêmes.

Mine d'Azegour. Etage 1 368 m, avancement ouest. L. N. × 24.

3 — Magnétite, pyrite et fluorine dans une grenatite. La magnétite (en gris) est en grains à tendance automorphe : il ne peut s'agir ici d'une pseudomorphose d'hématite. La pyrite entoure les cristaux de magnétite et pénètre dans les fissures de la magnétite et de la fluorine (en noir, sur la droite).

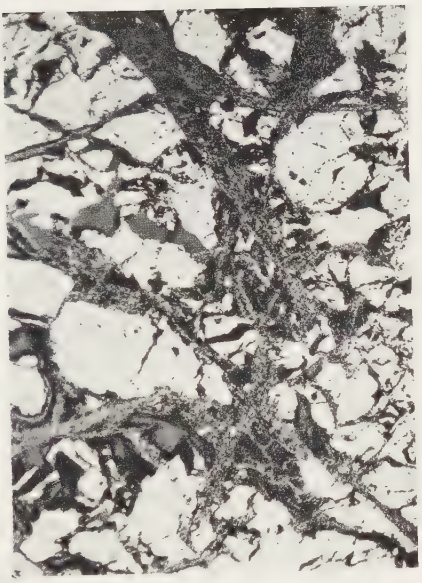
Mine d'Azegour. Etage 1 418 m, N de la colonne 3C. L. N. × 36.

4 — « Amphibolite » à chalcopyrite. La chalcopyrite (en noir) forme des traînées discontinues, orientées N-S dans une pyroxénite altérée. On distingue l'enchevêtrement des anciens cristaux d'hédenbergite, maintenant ouralitisés et en grande partie pseudomorphosés en talc. Sur le bord des traînées de chalcopyrite, il s'est parfois formé une frange de grenat ; le grenat n'est pas altéré, il est seulement quelque peu rongé par des granules d'épidote.

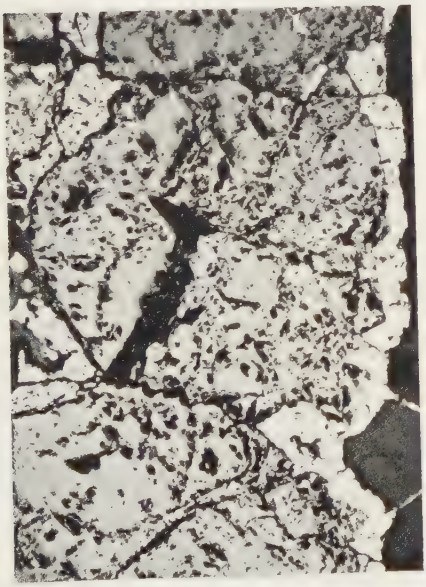
Mine d'Azegour. Colonne 2C. L. N. × 6,5

1

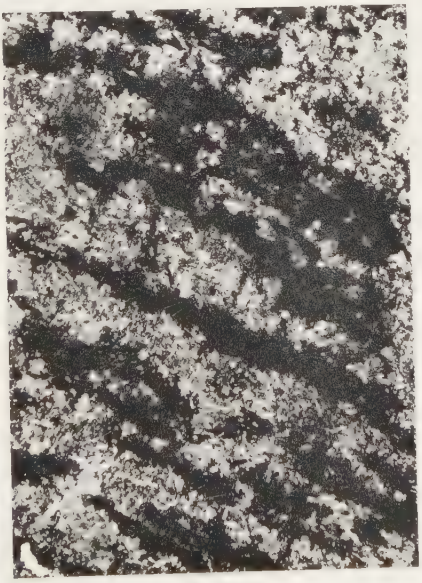
2



3



1



1 — Pyroxénite à chalcopyrite. La chalcopyrite (en noir) se trouve ici dans une pyroxénite fraîche. Des cristaux d'hédenbergite (en gris) ne montrent que des traces d'ouralitisation ; ils sont moulés par la chalcopyrite, le quartz (en blanc) et la calcite (gris clair strié). On voit ici clairement que la minéralisation cuprifère est liée à des pyroxénites à hédenbergite issues du métamorphisme de calcaires et non à des roches éruptives basiques ; de plus elle est indépendante de l'altération des pyroxénites.

Mine d'Azegour. Etage 1 348 m, avancement ouest. L. N. × 5.

2 — Linnæite dans chalcopyrite. Des grains de linnæite (blancs, en relief) à tendance automorphe, sont dispersés dans la chalcopyrite (gris clair). En noir : grenats et calcite.

Mine d'Azegour. Etage 1 418 m, colonne 2C. L. N. × 22.

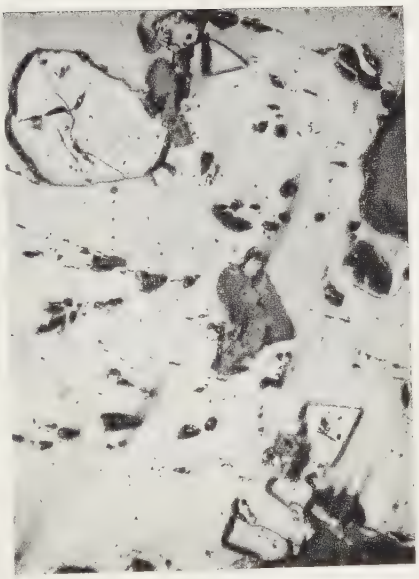
3 — Transformation de chalcopyrite en bornite. La masse de chalcopyrite (en blanc) est traversée par une veinule de dolomie (en gris) contenant de petits grains d'hématite frangée d'hématite friable (en noir) qui vient entourer un cristal de pyrite (blanc en relief) inclus dans la chalcopyrite. Le long du filonnet la chalcopyrite est transformée en bornite (en gris clair) elle-même sillonnée de veinules de chalcopyrite.

Mine d'Azegour. Colonne 3C, niveau 1 438 m. L. N. × 24.

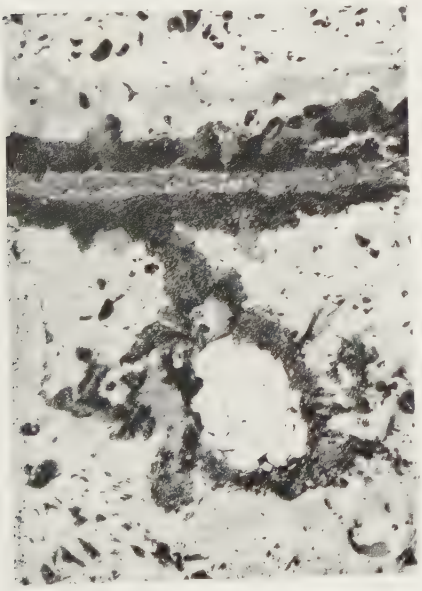
4 — Minerai de bornite. Des plages résiduelles de chalcopyrite (en gris très clair) sont entourées de bornite (en gris foncé) fortement veinée par un mélange d'hématite (en gris) et de dolomie (en blanc).

Mine d'Azegour. Colonne 3C, niveau 1 438 m. × 0,4.

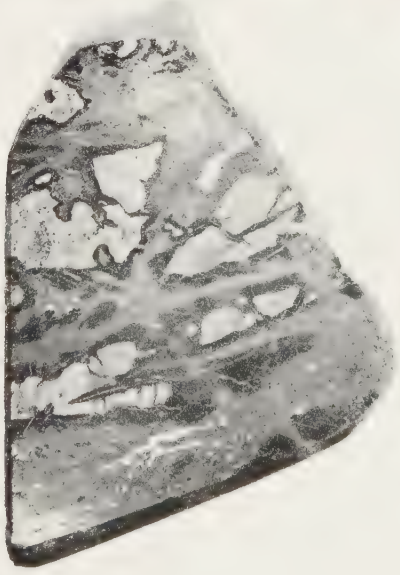
1



2



3



4

1 — Bornite et chalcopyrite. La masse de bornite (en gris) est traversée par une veinule de dolomie (en gris foncé) le long de laquelle se développe de la chalcopyrite (en blanc) aux dépens de la bornite. La transformation est ici l'inverse de celle qui a donné le minerai de bornite (voir pl. 26, photos 3 et 4).

Mine d'Azegour. Colonne 3C, niveau 1 438 m. L. N. × 24.

2 — Minerai de chalcosine. Un nodule de chalcosine (en blanc) contenant des résidus de bornite (en gris clair) est auréolé d'hématite friable (en gris) dans une pyroxénite entièrement altérée et hématisée. Il y a eu oxydation sélective du fer de la chalcopyrite, puis de la bornite.

Mine d'Azegour. Colonne 3C, niveau 1 438 m. L. N. × 5.

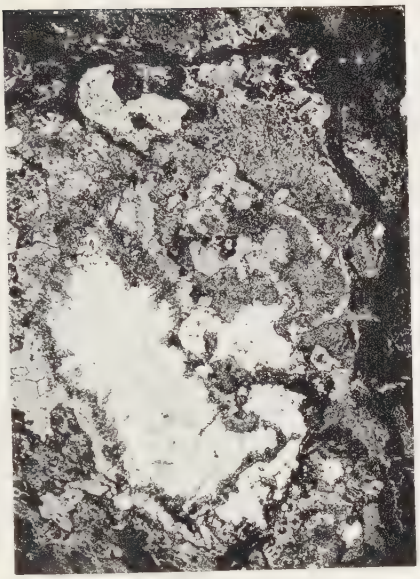
3 — Scheelite et chalcopyrite. La scheelite (en gris) est moulée par la chalcopyrite (en blanc) qui, pénétrant dans les fissures de la scheelite, amorce son remplacement.

Mine d'Azegour. Etage 1 514 m, près puits 2. L. N. × 6.

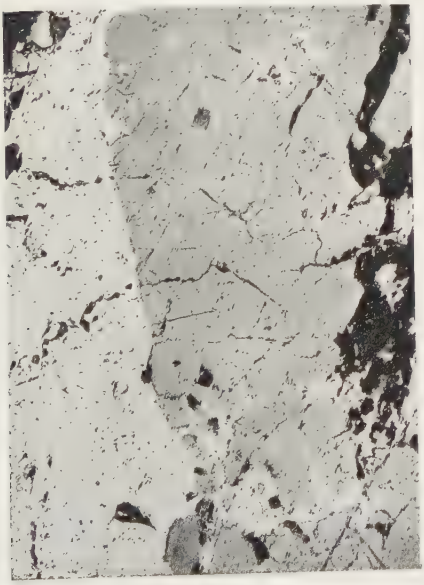
4 — Scheelite, dolomie et quartz. La scheelite (en blanc) est envahie et remplacée par de la dolomie (en gris clair) et du quartz (en gris, en relief) qui contiennent de nombreux résidus de scheelite.

Mine d'Azegour. Colonne 2S, niveau 1 430 m. L. N. × 6,5.

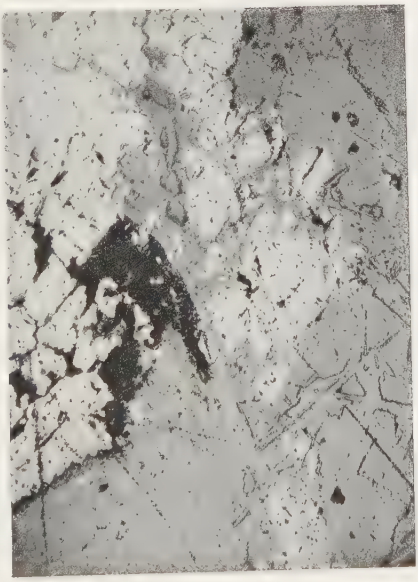
1



2



3



4

1 – Dolomie quartzeuse à chalcopyrite. La chalcopyrite (en blanc) est en grains très irréguliers disséminés dans la masse de la dolomie (en gris). De fines inclusions de chalcopyrite se trouvent dans le quartz (gris en relief). La formation des trois minéraux est contemporaine.

Mine d'Azegour. Etage 1 514 m, bordure est de la colonne 2C. L. N. × 24.

2 — Blende et chalcopyrite dans dolomie quartzeuse. Ici la blende (en gris) est beaucoup moins abondante que la chalcopyrite, elle se trouve en grains sur la bordure de la chalcopyrite. Elle est riche en fines inclusions de chalcopyrite, représentant sans doute une exsolution ; elle est aussi recoupée par des filets de chalcopyrite.

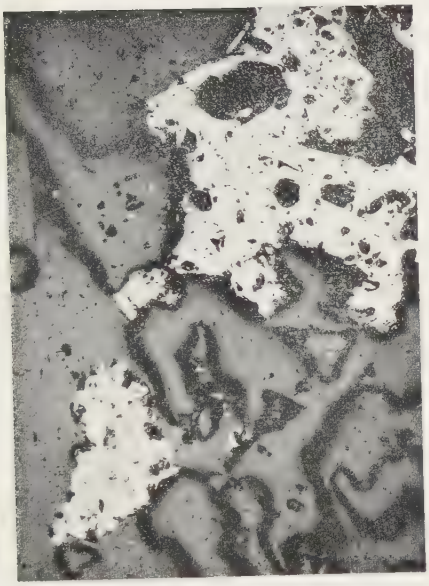
Mine d'Azegour. Etage 1 514 m, bordure est de la colonne 2C. L. N. × 30.

3 — Blende et chalcopyrite dans dolomie quartzeuse. La blende est ici beaucoup plus abondante que la chalcopyrite. La chalcopyrite (en blanc) forme de fines inclusions dans la blende (en gris clair) et une frange continue sur le pourtour du grain de blende.

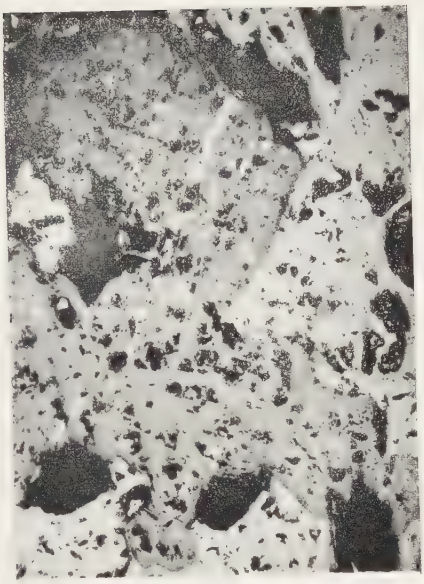
Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, prolongement sud de la colonne 3C. L. N. × 44.

4 — Inclusions de chalcopyrite dans la blende. La blende (en gris) dans une gangue de dolomie quartzeuse est farcie d'inclusions de chalcopyrite (en blanc) de grosseur très variables et distribuées irrégulièrement. Une partie de la plage de blende est exempte d'inclusions ; il s'agit probablement d'une croissance tardive, à température plus basse. Il y a en somme passage de la blende noire, à inclusions de chalcopyrite à la blende claire exempte de chalcopyrite. Les grains blancs en relief autour de la blende sont de la pyrite et du mispickel.

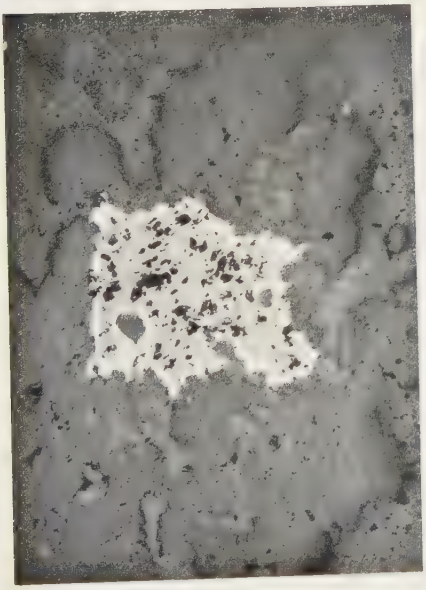
Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, filon argentifère. L. N. × 345.



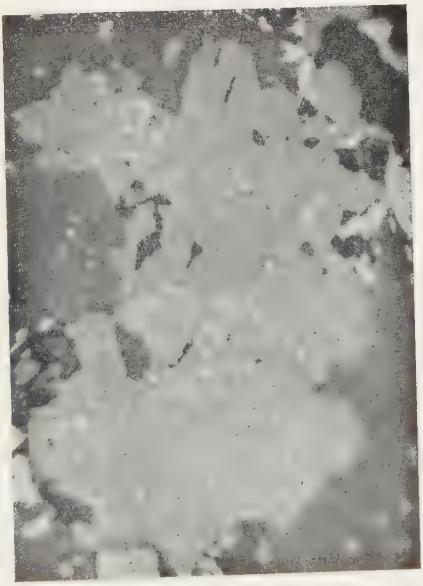
1



2



3



4

1 — Blende et mispickel, dans dolomie quartzeuse. La blende (en gris clair) contient çà et là quelques nuages de fines inclusions de chalcopyrite (en blanc, sans relief). De plus, de petits cristaux automorphes de mispickel (blancs, en relief sur la blende et la dolomie) apparaissent en inclusions dans la blende, le quartz (gris sombre, en relief) et la dolomie, mais surtout sur le pourtour des grains de blende, formant parfois une frange continue.

Mine d'Azegour. Etage 1 514 m, bordure est de la colonne 2C. L. N. × 44.

2 — Blende dans dolomie quartzeuse. La blende (en noir) enrobe des cristaux automorphes de quartz (en blanc) ; mais le quartz renferme des inclusions de blende. D'une façon générale, les grains de blende, de quartz et de dolomie (en gris) sont à limites mutuelles. Les trois minéraux appartiennent à une même venue ; l'ordre de dépôt suggéré par les structures varie d'un point à un autre, on ne peut par conséquent pas dire qu'un minéral est antérieur à un autre.

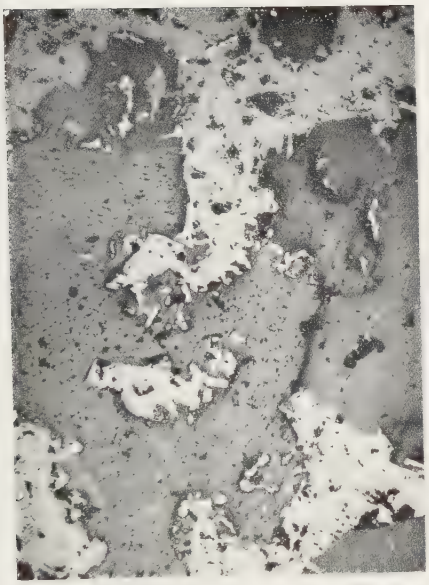
Mine d'Azegour. Etage 1 514 m, bordure est de la colonne 2C. L. N. × 25.

3 — Pyroxénite à blende (skarn à blende). La roche est formée de cristaux d'hédenbergite (en gris) orientés en tous sens, d'un peu de calcite et de quartz (en blanc). Elle contient de nombreux grains de blende (en noir) claire, sans inclusions de chalcopyrite, et des traces de fluorine. La blende apparaît comme un constituant de la roche ; elle n'a pas été introduite par une minéralisation postérieure, et l'hédenbergite n'est pas altérée.

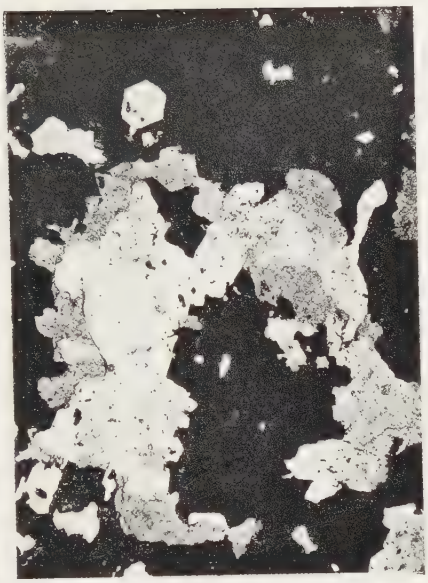
Mine d'Azegour. Colonne 4C, niveau 1 468 m. L. N. × 24.

4 — Grenatite compacte à andradite noire. Les fissures sont remplies d'hématite ; la direction des fissures principales est N-S. Le grenat est isotrope, il ne renferme que de petites inclusions de calcite et de quartz et des traces de chlorite.

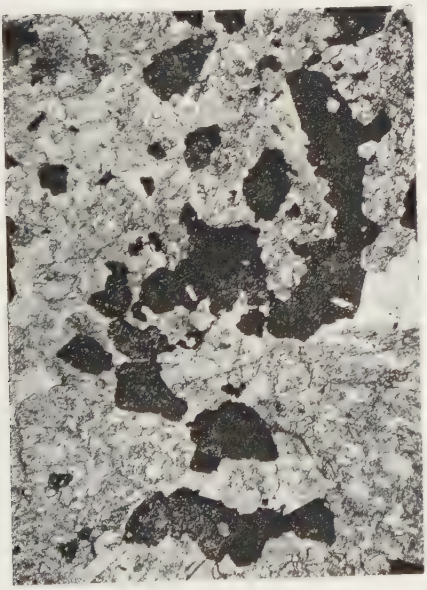
Mine d'Azegour. Etage 1 448 m, au mur. L. N. × 5,5.



1



2



3

4

1 — Pechblende dans gangue de dolomie et quartz. La pechblende (en gris clair) forme des nodules à structure colloïdale dont les fissures sont remplies de dolomie et de calcite. Ils renferment quelques fines inclusions de pyrite et de chalcopyrite. En fin de dépôt la pechblende a donné des arborescences, des franges autour des nodules ; localement elle s'est insinuée dans les clivages de la dolomie. La gangue est parsemée de grains très fins de pyrite et de chalcopyrite.

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, magasin Cara. L. N. × 5.

2 — Pechblende dans gangue de dolomie et quartz. La pechblende (en gris clair) enrobe des cristaux automorphes de dolomie, par contre ses fissures sont remplies de dolomie et de calcite. De même la pyrite (petits grains blancs) se trouve d'une part en inclusion dans la pechblende, d'autre part dans le remplissage des fissures. L'ordre de dépôt des divers minéraux (pechblende, pyrite, chalcopyrite, quartz, dolomie, calcite et barytine) apparaît variable d'un point à un autre. Il s'agit d'une seule venue dont le dépôt a été influencé en chaque point par des différences de composition jouant à l'échelle microscopique.

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, magasin Cara. L. N. × 134.

3 — Pechblende dans gangue de dolomie (en gris) et quartz (gris, en relief). La forme du ruban de pechblende suggère un dépôt sur le pourtour d'un cristal (peut-être une lamelle de barytine) maintenant remplacé par la dolomie. Les grains blancs sont de la chalcopyrite et de la marcasite.

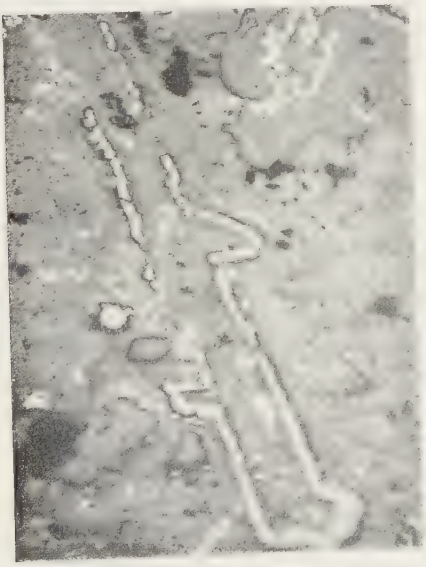
Mine d'Azegour. Etage 1 368 m. L. N. × 22.

4 — Pechblende dans gangue de dolomie et quartz. La pechblende (ruban gris clair) s'est déposée sur le pourtour des cristaux de quartz (gris foncé en relief), mais le ruban se prolonge dans la dolomie sans quartz. Le grain sur la gauche a un cœur de pyrite (en blanc) entouré par une zone de chalcopyrite (en blanc) puis une zone de blende (en gris) dans l'ordre de dépôt classique. La blende ne contient pas d'inclusions de chalcopyrite.

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, magasin Cara. L. N. × 34.

1

2



3

4

1 — Pechblende, chalcopyrite et galène, dans une gangue de dolomie et quartz. La pechblende (en gris clair) est enrobée par un mélange de chalcopyrite, de galène et de marcasite (en blanc). Un peu de chalcopyrite se trouve en inclusion dans la pechblende.

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, avancement sud au toit. L. N. × 22.

2 — Pechblende et chalcopyrite. La pechblende (en gris clair) constitue une mince enveloppe séparée du grain de chalcopyrite (en blanc) par une mince couche de dolomie (en gris) parsemée de grains très fins de chalcopyrite. Le quartz de la gangue (gris en relief) contient un peu de chalcopyrite.

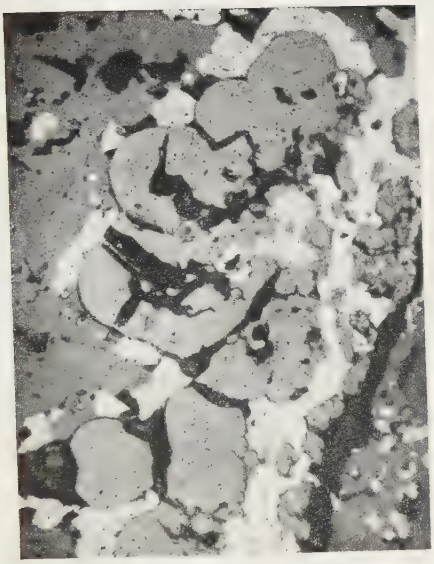
Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, galerie du secteur nord. L. N. × 34.

3 — Pechblende et pyrite dans une gangue de dolomie quartzeuse. La pyrite (en blanc) a une structure colloïdale comme la pechblende (en gris clair) qu'elle enveloppe. Dans la gangue on voit quelques cristaux de pyrite.

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, magasin Cara. L. N. × 134.

4 — Pechblende et pyrite colloïdale. La finesse de la structure met bien en évidence la liaison étroite entre les deux minéraux. La pyrite ne remplit pas des fissures de retrait de la pechblende, mais a précipité en même temps qu'elle, probablement à partir d'un mélange colloïdal de sulfure de fer (ou peut-être d'hydroxyde de fer) et d'hydroxyde d'uranium. Le fer s'est sulfuré tandis que l'uranium restait à l'état d'oxyde.

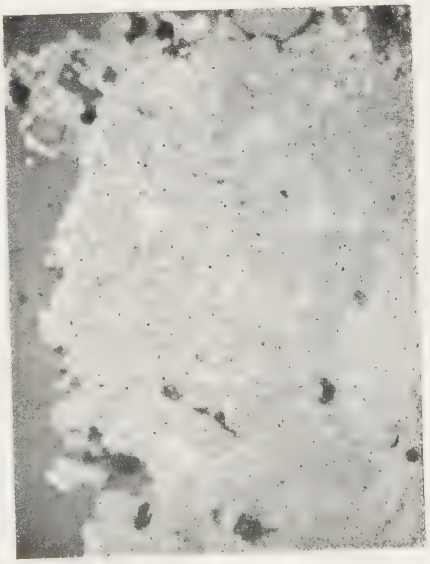
Mine d'Azegour. Magasin Cara. L. N. × 134.



1

2

3



4

1 — Pechblende et marcasite. Des fragments de nodules de pechblende (en gris clair) et de gangue (en gris foncé) sont soudés par de la marcasite.

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, magasin Cara. L. N. × 134.

2 — Pechblende et nickeline. De minuscules nodules de pechblende (en gris) sont inclus dans la nickeline (en gris clair) qui pénètre dans les fissures des nodules.

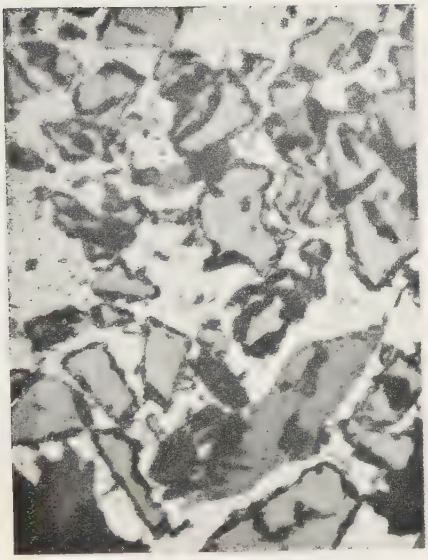
Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, filon argentifère. L. N. × 128.

3 — Lœllingite dans une gangue de dolomie quartzeuse. La lœllingite (en blanc) forme des arborescences dans la dolomie, sa cristallisation est tardive par rapport aux arséniures de nickel et cobalt.

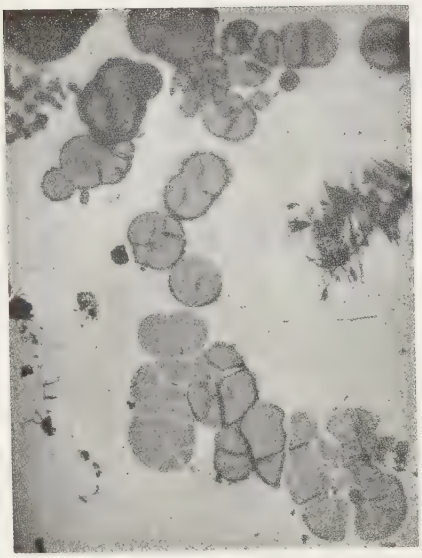
Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, filon à gersdorffite. L. N. × 6,5.

4 — Gersdorffite dans une gangue de dolomie quartzeuse. La gersdorffite (en gris clair) se présente en cristaux automorphes (octaèdres) frangés par de la gersdorffite informe. Un peu de bismuth natif (en blanc) se trouve dans la dolomie, et en très fines inclusions dans la gersdorffite.

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, filon à gersdorffite. L. N. × 6,5.

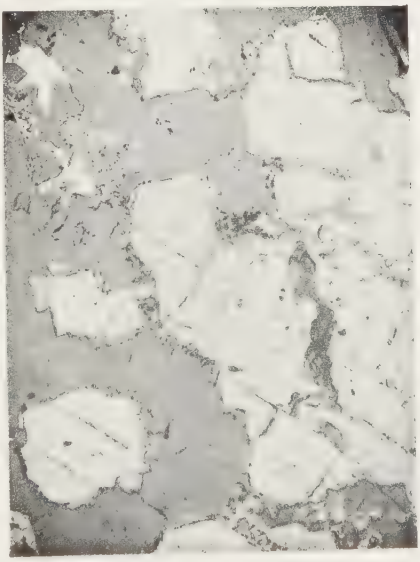


1



2

3



1

1 — Stéphanite et rammelsbergite dans une gangue de dolomie, quartz et barytine. La rammelsbergite constitue une croûte sur les parois des vacuoles de la gangue. Les vacuoles sont ensuite soit comblées par la stéphanite (en gris clair) soit restées ouvertes (en noir). Lorsque la stéphanite n'était pas en quantité suffisante pour remplir l'espace libre, elle a constitué des cristaux automorphes.

Mine d'Azegour. Filon argentifère. L. N. × 41.

2 — Pyrargyrite et rammelsbergite. Par comparaison avec le cas précédent (photo 1) on peut penser que la rammelsbergite (ruban blanc en relief) représente un enduit sur les parois d'anciennes vacuoles de la dolomie qui ont été remplies et débordées par la pyrargyrite (en gris clair). La formation de pyrargyrite ou de stéphanite ne paraît dépendre que des concentrations relatives en argent et antimoine réalisées localement, à l'échelle microscopique, au gré des fluctuations des solutions minéralisatrices.

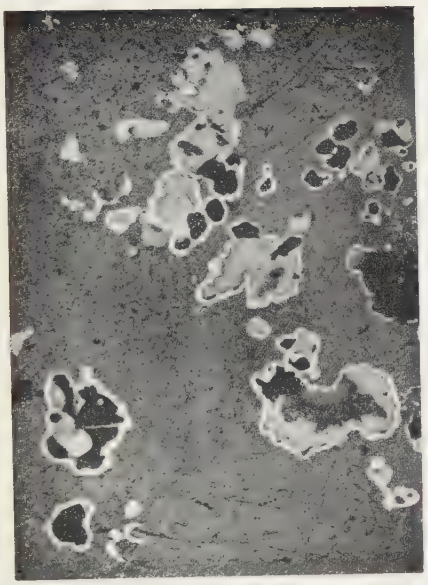
Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, filon argentifère. L. N. × 22.

3 — Argent natif, argentite, blende et rammelsbergite. La rammelsbergite (rubans blancs, en relief) représente probablement, comme dans les cas précédents, des revêtements de vacuoles, maintenant remplies par de l'argentite (en gris clair) de l'argent natif (en blanc) et de la blende (gris en relief sur l'argentite et l'argent natif).

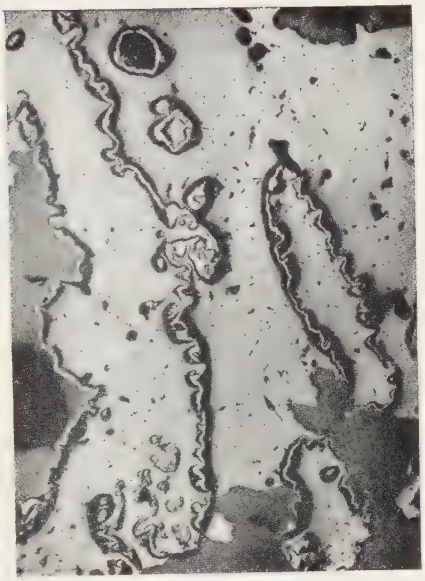
Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, filon argentifère. L. N. × 74.

4 — Argentite, stéphanite et galène. L'argentite (en gris) paraît remplacer la galène (en blanc, avec figures triangulaires d'arrachement) tandis que la stéphanite (en gris clair vers le haut) forme une plage homogène.

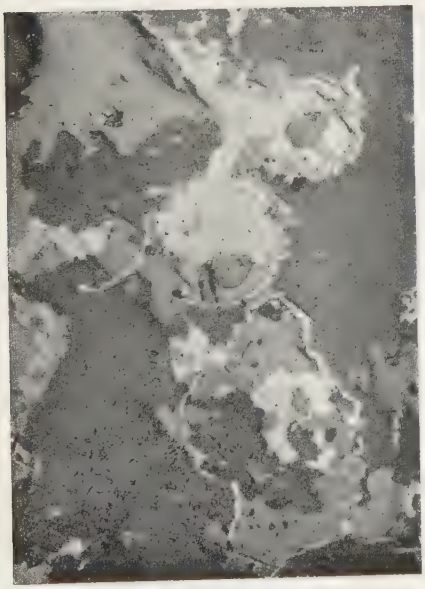
Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, filon argentifère. L. N. × 126.



1



2



3

4

1 — Nickeline dans une gangue de dolomie et de quartz. La nickeline (en blanc), de formation tardive par rapport aux autres arséniures de nickel (mauchérite et rammelsbergite), a tendance à former des arborescences et des dépôts dans les clivages de la dolomie.

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, filon argentifère. L. N. × 24.

2 — Nickeline et rammelsbergite dans une gangue de dolomie et de quartz. La nickeline forme une plage compacte (en blanc, vers la droite) tandis que la rammelsbergite cryptocristalline a une structure nettement colloïdale rubanée.

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, filon argentifère. L. N. × 24.

3 — Arséniures de nickel dans une gangue de dolomie et de quartz. Des zones concentriques alternées de mauchérite, de rammelsbergite, et de nickeline. La mauchérite forme les zones compactes, elle est partiellement altérée en nickeline ; les zones vacuolaires sont constituées de nickeline et de rammelsbergite enserrant de la dolomie et de minuscules granules radioactifs.

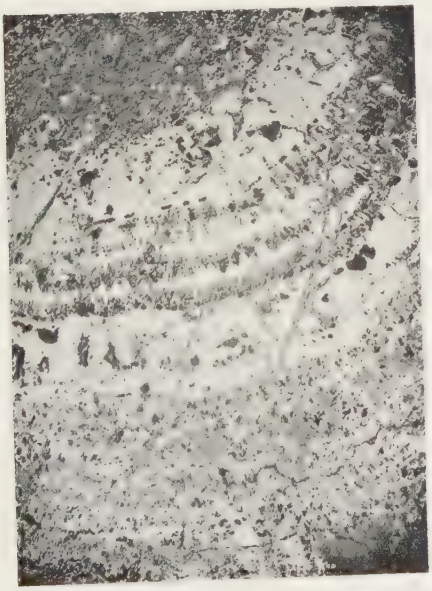
Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, filon argentifère. L. N. × 6,5.

4 — Mélange d'arséniures de nickel et de bismuth natif d'allure colloidale et de dolomie quartzeuse. Sur les bords d'anciennes géodes s'individualisent des croûtes de nickeline et de rammelsbergite. Des granules radioactifs sont mêlés aux arséniures de nickel. Un filonnet de dolomie, contenant des grains de chalcopyrite et de linnæite (vers le bas de la photo) traverse l'ensemble de l'échantillon.

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, filon argentifère. L. N. × 6,5.

1

2



3

4

1 — Rammelsbergite et nickeline dans une gangue de dolomie quartzeuse. A l'intérieur des cellules délimitées par les rubans de rammelsbergite s'individualisent des grains de nickeline. Sur la gauche : grains de nickeline sans rammelsbergite.

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, filon argentifère. L. N. × 33.

2 — Bismuth natif et nickeline dans une gangue de dolomie quartzeuse. Le bismuth natif, montrant des macles polysynthétiques fines dans deux directions, renferme des inclusions de nickeline (gris clair, en relief).

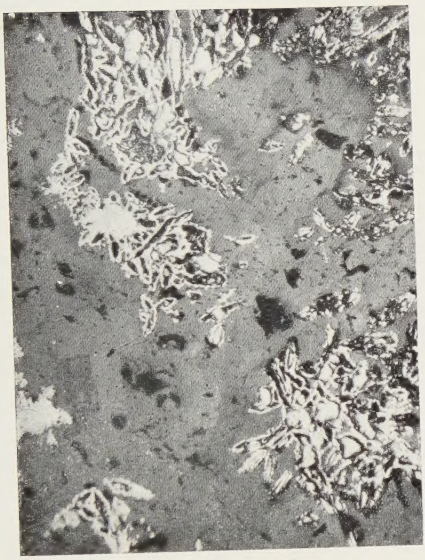
Mine d'Azegour. Etage 1 418 m, avancement sud au toit. N. C. × 130.

3 — Arséniures de nickel dans une gangue de dolomie et quartz Les nodules ont un cœur de rammelsbergite entouré par de la nickeline riche en petites inclusions de bismuth natif (gris clair, en creux).

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, filon argentifère. L. N. × 41.

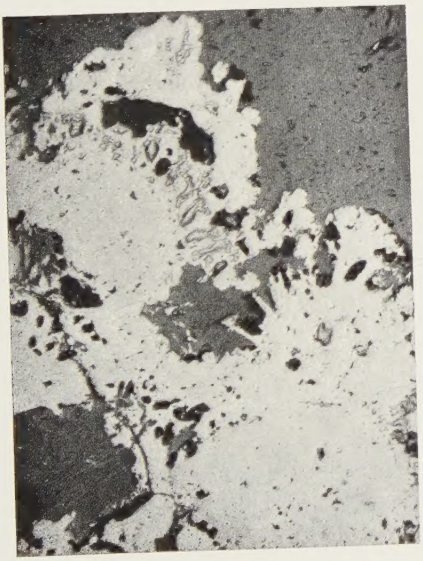
4 Gersdorffite et blende. Les cristaux de gersdorffite (en blanc) englobent et paraissent remplacer des grains de blende (en gris) renfermant de la chalcopyrite (en blanc).

Mine d'Azegour. Etage 1 488 m, filon à gersdorffite. L. N. × 25.

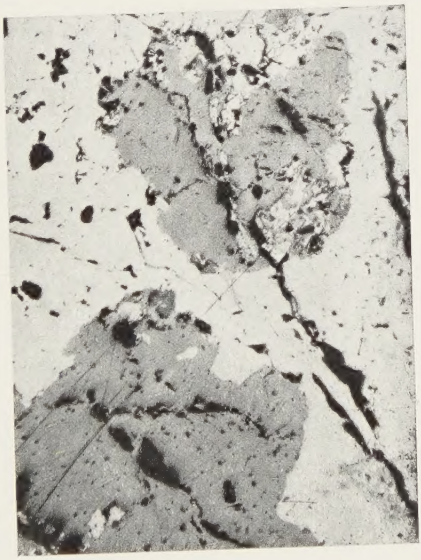


1

2



3



4

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

"Remarques sur la nomenclature minéralogique : Propositions en vue de sa simplification et de son uniformisation".

Vu et approuvé :

Paris, le 6 février 1958

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

J. PÉRÈS.

Vu
et permis d'imprimer :

Le Recteur de l'Académie de Paris,

Jean SARRAILH.

EDITA CASABLANCA — Le 15 Juin 1959